



**Liliana do Carmo
Santiago Caramelo**

**Contribuição para o estudo hidrodinâmico do clima
da Península Ibérica e dos Açores**

dissertação apresentada à Universidade de Aveiro para cumprimento dos requisitos necessários à obtenção do grau de Doutor em Física, realizada sob a orientação científica da Professora Doutora Maria Dolores Manso Orgaz, Professora Associada do Departamento de Física da Universidade de Aveiro, da Professora Doutora Concepción Rodríguez-Puebla, Professora Titular do Departamento de Física General y de la Atmosfera da Universidade de Salamanca e do Professor Doutor José Gomes Ferreira, Professor Associado do Departamento de Física da Universidade Trás-os-Montes e Alto Douro.

Dedico este trabalho ao Armando, ao João José, à Carolina Maria e aos meus pais.

o júri

presidente

Prof. Dr^a Ana Maria V.S. Viana Cavaleiro
professora catedrática da Universidade de Aveiro

Prof. Dr. Juan Ignacio Jiménez Jiménez
professor catedrático da Universidade de Granada

Prof. Dr. Luiz Carlos Baldicero Molion
professor catedrático da Universidade de Alagoas

Prof. Dr. José Manuel Gomes Ferreira
professor associado da Universidade de Trás-os-Montes e Alto Douro

Prof. Dr^a. Maria Dolores Manso Orgaz
professora associada da Universidade de Aveiro

Prof. Dr. José Fortes do Nascimento Lopes
professor auxiliar da Universidade de Aveiro

Prof. Dr. Mário de Almeida Rodrigues Talaia
professor auxiliar da Universidade de Aveiro

Prof. Dr^a. Concepción Rodríguez Puebla
professora titular da Universidade de Salamanca

Prof. Dr. José Manuel Gonçalves
professor adjunto do Instituto Politécnico de Coimbra

agradecimentos

À Professora Doutora Maria Dolores Manso Orgaz, ao Yoshihiro Yamazaki, à Professora Doutora Concepción Rodríguez-Puebla, ao Professor Doutor José Gomes Ferreira, ao Doutor João Caramelo, aos meus pais, ao Prof. Doutor Marco, à Dr^a Adelaide, ao Dr. Afonso, ao Instituto de Meteorologia de Portugal, ao Instituto Nacional de Meteorologia de Espanha e ao Departamento de Física General y de la Atmosfera da Universidade de Salamanca.

palavras-chave

variabilidade climática, componentes principais, método da divergência do fluxo.

resumo

Este trabalho é um estudo sobre a variabilidade climática na Península Ibérica e nos Açores. As variáveis analisadas foram a precipitação, a temperatura e evaporação. Os dados utilizados constituem séries de dados observados e de dados de reanálise.

Os métodos de análise compreendem métodos estatísticos clássicos e métodos de análise multivariante, como, o método das componentes principais (PCA). Desenvolveu-se um modelo baseado num conjunto de técnicas, como o Teorema da Decomposição de Wold (WDT), transformada rápida de Fourier (FFT), modelos autoregressivos e modelos de regressão múltipla. Este modelo foi aplicado para o estudo da variabilidade temporal das variáveis analisadas na Península Ibérica. Esta metodologia permitiu obter uma regionalização da Península Ibérica, analisar as suas características e estabelecer uma relação entre os padrões obtidos e os padrões de circulação.

No estudo da evaporação aplicou-se ainda o método da divergência do fluxo de vapor de água. Este método permitiu estabelecer uma ligação físico-matemática entre os ramos aéreo e terrestre do ciclo hidrológico, e avaliar as relações empíricas da Hidrologia Geral até agora utilizadas.

No estudo da persistência das séries diárias de precipitação dos Açores aplicou-se um modelo markoviano de primeira ordem.

A análise das variáveis precipitação, temperatura e evaporação com a metodologia utilizada constitui um contributo para o estudo do clima da Península Ibérica e Açores, e sua dinâmica.

keywords

Climate variability, principal component analysis, divergence field of water vapor.

abstract

The main purpose of this work is to study the spatial and temporal variability of Iberia Peninsula and Azores isles. We used observed and reanalysis data from precipitation, temperature and evaporation.

Statistical analysis and principal component analysis is performed on anomalies fields, for extracting the main dominant spatial modes. This procedure permits us to identify homogeneous zones with similar variations patterns, and to relate those patterns with circulation patterns. We developed a model to analyze the temporal characteristics of the precipitation, temperature and evaporation series. The model, developed in this study, is based on the Wold Theorem, the Fast Fourier Transform, the autoregressive model and the multiple regression. This tool permits us to study the temporal variability on the different regions.

An application of the divergence field of water vapour in atmosphere to Iberia Peninsula is presented. The results make it possible to simulate the evaporation as well as a great interest for the validation of the classic equation of hydrology.

ÍNDICE GERAL**1 - INTRODUÇÃO GERAL**

1.1. Variabilidade climática.....	4
1.2. Objectivos do estudo.....	7
1.3. Estrutura da dissertação.....	8
1.4. Área de estudo.....	10

2 - OS DADOS

2.1. Dados observados.....	15
2.2. Dados de reanálise.....	20
2.3. Índices teleconectivos.....	22
2.4. Dados em falta.....	28
2.5. Agrupamento de dados.....	28

3 - ANÁLISE PRÉVIA DOS DADOS

3.1. Homogeneidade das séries.....	33
3.2. Teste de Wald-Wolfowitz.....	34
3.3. Teste de Mann-Kendall.....	35
3.4. Resultados da análise de homogeneidade das séries.....	37
3.4.1. Precipitação.....	37
3.4.2. Temperatura.....	38
3.4.3. Evaporação.....	39
3.5. Características descritivas e distribuição espacial dos dados.....	40
3.5.1. Precipitação.....	41
3.5.2. Temperatura.....	44
3.5.3. Evaporação.....	46
3.6. Conclusões.....	50

4 – VARIABILIDADE ESPACIAL NA PENÍNSULA IBÉRICA

4.1. Introdução.....	53
4.2. Breve resenha histórica sobre análise de variabilidade espacial.....	54
4.3. Variabilidade espacial: técnicas disponíveis.....	55
4.4. Análise de componentes principais.....	57
4.4.1. Fundamento teórico.....	57
4.4.2. Regras de selecção.....	62
4.4.3. Rotação de componentes principais.....	65
4.4.4. Vantagens da rotação das componentes principais.....	66
4.5. Resultados da análise de componentes principais.....	68
4.5.1. Precipitação.....	68
4.5.2. Temperatura.....	74
4.5.3. Evaporação.....	79
4.6. Conclusões.....	82

5 - VARIABILIDADE TEMPORAL NA PENÍNSULA IBÉRICA

5.1. Análise de variabilidade temporal.....	87
5.2. Análise espectral. Métodos de análise espectral.....	87
5.2.1. Análise de Fourier.....	88
5.2.2. Fundamento teórico.....	88
5.2.3. Frequência de Nyquist.....	92
5.2.4. Transformada rápida de Fourier (FFT).....	92
5.3. Modelo temporal.....	93
5.3.1. Estacionariedade das séries.....	94
5.3.2. Análise espectral com algoritmo FFT.....	95
5.3.3. Selecção das frequências significativas.....	95
5.3.4. Espectro residual.....	96
5.3.5. Ajuste das frequências significativas.....	97
5.3.6. Correção auto-regressiva com modelos probabilísticos.....	97
5.4. Aplicação do modelo temporal.....	101
5.4.1. Precipitação.....	101
5.4.2. Temperatura.....	103
5.4.3. Evaporação.....	105
5.5. Análise da variabilidade temporal das componentes principais.....	107
5.5.1. Precipitação.....	107
5.5.2. Temperatura.....	113

5.5.3. Evaporação.....	117
5.6. Análise de correlação e análise de coerência: justificação física da variabilidade.....	120
5.6.1. Precipitação.....	124
5.6.2. Temperatura.....	130
5.6.3. Evaporação.....	134
5.7. Análise de coerência: justificação da utilização dos dados de reanálise.....	138
5.7.1. Precipitação.....	138
5.7.2. Temperatura.....	140
5.8. Conclusões do estudo de variabilidade temporal.....	141
 6 - VARIABILIDADE DE BAIXA FREQUÊNCIA NA PENÍNSULA IBÉRICA	
6.1. Introdução.....	145
6.2. Resultados da análise de variabilidade de baixa frequência.....	146
6.2.1. Precipitação.....	146
6.2.2. Distribuição espacial da precipitação.....	148
6.2.3. Temperatura.....	151
6.2.4. Distribuição espacial da temperatura.....	154
6.3. Conclusões do estudo de variabilidade de baixa frequência.....	156
 7 – VARIABILIDADE ANUAL E INVERNAL DO FLUXO DE VAPOR DE ÁGUA NA PENÍNSULA IBÉRICA	
7.1. Introdução.....	159
7.2. Fundamento teórico.....	160
7.3. Resultados da análise do transporte de vapor de água.....	164
7.3.1. Transporte horizontal de vapor de água.....	164
7.3.2. Análise do campo da divergência de vapor de água.....	173
7.3.3. Análise da variabilidade do campo da divergência de vapor de água.....	180
7.4. Aplicação do método do fluxo de vapor de água para o cálculo da evaporação.....	181
7.5. Conclusões.....	182
 8 – ANÁLISE DA PRECIPITAÇÃO NOS AÇORES	
8.1. Características gerais da precipitação.....	187
8.1.1. Análise da homogeneidade das séries.....	189
8.2. Variabilidade temporal da precipitação.....	190

8.3.Estrutura dos dados diários da precipitação.....	192
8.3.1. Introdução às cadeias de Markov.....	193
8.3.2. Resultados obtidos com um modelo das cadeias de Markov de 1ª ordem.....	194
8.4. Conclusões.....	196
 9 – CONCLUSÕES DO ESTUDO	
9.1. Conclusões Gerais.....	201
9.2. Desenvolvimento de futuros trabalhos.....	205
 REFERÊNCIAS.....	207
 APÊNDICES	
Apêndice A.....	217
Apêndice B.....	227
Apêndice C.....	237

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1.1	<i>Localização geográfica da Península Ibérica.....</i>	10
Figura 1.2	<i>Localização geográfica do arquipélago dos Açores.....</i>	11
Figura 2.1	<i>Rede de dados observados da precipitação, na PI, no período 1958-2003.....</i>	16
Figura 2.2	<i>Rede de dados observados da precipitação, nos Açores, no período 1970-2003.....</i>	17
Figura 2.3	<i>Rede de dados observados da temperatura, na PI, no período 1958-1997.....</i>	18
Figura 2.4	<i>Rede de dados observados da evaporação, na PI, no período 1957-1998.....</i>	18
Figura 2.5	<i>Rede de dados de reanálise utilizados no estudo da: (a) precipitação, no período 1958-2003; (b) da temperatura, no período de 1957-1997.....</i>	22
Figura 2.6	<i>Espectro do índice NAO.....</i>	24
Figura 2.7	<i>Espectro do índice EA.....</i>	25
Figura 2.8	<i>Espectro do índice EA/JET.....</i>	26
Figura 2.9	<i>Espectro do índice SCAND.....</i>	26
Figura 2.10	<i>Espectro do índice EAWR.....</i>	27
Figura 3.1	<i>Precipitação média anual acumulada, no período 1958-2003.....</i>	42
Figura 3.2	<i>Precipitação média de inverno, no período 1958-2003.....</i>	43
Figura 3.3	<i>Temperatura média anual, no período 1958-1997.....</i>	45
Figura 3.4	<i>Temperatura média de verão, no período 1958-1997.....</i>	46
Figura 3.5	<i>Evaporação acumulada, no período 1958-1997.....</i>	47

Figura 3.6	<i>Evapotranspiração potencial estimada pelo método de Thornthwaite.....</i>	48
Figura 4.1	<i>Mapas das funções empíricas ortogonais da precipitação anual.....</i>	70
Figura 4.2	<i>Mapas das funções empíricas ortogonais da precipitação de inverno.....</i>	73
Figura 4.3	<i>Mapas das funções empíricas ortogonais da temperatura anual.....</i>	75
Figura 4.4	<i>Mapas das funções empíricas ortogonais da temperatura de verão.....</i>	77
Figura 4.5	<i>Mapas das funções empíricas ortogonais da evaporação anual.....</i>	80
Figura 4.6	<i>Mapas das funções empíricas ortogonais da evaporação de verão.....</i>	81
Figura 5.1	<i>Evolução temporal das séries da precipitação anual representativas das quatro regiões definidas pela análise de RPCA.....</i>	102
Figura 5.2	<i>Evolução temporal das séries da temperatura anual representativas das três regiões definidas pela análise de RPCA.....</i>	105
Figura 5.3	<i>Evolução temporal das séries da evaporação de verão representativas de duas regiões definidas pela análise de RPCA.....</i>	106
Figura 5.4	<i>Evolução temporal das componentes principais da precipitação anual.....</i>	108
Figura 5.5	<i>Evolução temporal das componentes principais da precipitação de inverno.....</i>	111
Figura 5.6	<i>Evolução temporal das componentes principais da temperatura anual.....</i>	114
Figura 5.7	<i>Evolução temporal das componentes principais da temperatura de verão.....</i>	116
Figura 5.8	<i>Evolução temporal das componentes principais da evaporação anual.....</i>	118
Figura 5.9	<i>Evolução temporal das componentes principais da evaporação de verão.....</i>	119
Figura 5.10	<i>Correlação entre as séries temporais da precipitação anual e as séries temporais dos índices.....</i>	126

Figura 5.11	<i>Correlação entre as séries da precipitação de inverno e as séries temporais dos índices.....</i>	127
Figura 5.12	<i>Coerência entre as séries temporais da precipitação anual (PC) e as séries temporais dos índices.....</i>	129
Figura 5.13	<i>Correlação entre as séries temporais da temperatura anual e as séries temporais dos índices.....</i>	132
Figura 5.14	<i>Coerência entre as séries temporais (PC) temperatura anual observada e as séries temporais de índices.....</i>	134
Figura 5.15	<i>Correlação entre as séries temporais da evaporação de verão e as séries temporais dos índices.....</i>	136
Figura 5.16	<i>Coerência entre as séries temporais (PC) da evaporação de verão observada e as séries temporais dos índices teleconectivos.....</i>	137
Figura 5.17	<i>Coerência entre as séries temporais da precipitação anual observada e as de reanálise.....</i>	139
Figura 5.18	<i>Coerência entre as séries temporais da temperatura anual observada e as de reanálise.....</i>	140
Figura 6.1	<i>Mapas das EOF da precipitação decadal e evolução temporal das respectivas componentes principais.....</i>	147
Figura 6.2	<i>Distribuição espacial dos valores decadais da precipitação.....</i>	151
Figura 6.3	<i>Mapas das EOF da temperatura decadal e evolução temporal das respectivas componentes principais.....</i>	153
Figura 6.4	<i>Distribuição espacial dos valores decadais da temperatura.....</i>	156
Figura 7.1	<i>Distribuição do transporte médio anual de vapor de água a 1000 hPa, em kg ms^{-1}: (a) na direcção zonal; (b) na direcção meridional.....</i>	165

Figura 7.2	<i>Distribuição do transporte médio zonal de vapor de água a vários níveis, em kg ms^{-1}: (a) 850 hPa; (b) 700 hPa.; (c) 500 hPa; (d) 300 hPa.....</i>	166
Figura 7.3	<i>Distribuição do transporte médio meridional de vapor de água a vários níveis, em kg ms^{-1}: (a) 850 hPa; (b) 700 hPa.; (c) 500 hPa; (d) 300 hPa.....</i>	167
Figura 7.4	<i>Corte zonal do: (a) transporte zonal de vapor de água; (b) transporte meridional de vapor de água.....</i>	168
Figura 7.5	<i>Distribuição do transporte médio de vapor de água a 1000 hPa, em kg ms^{-1}, no inverno: (a) na direcção zonal; (b) na direcção meridional.....</i>	169
Figura 7.6	<i>Distribuição do transporte médio zonal de vapor de água a vários níveis, em kg ms^{-1}: (a) 850 hPa; (b) 700 hPa; (c) 500 hPa; (d) 300 hPa.....</i>	170
Figura 7.7	<i>Distribuição do transporte médio meridional de vapor de água a vários níveis, em kg ms^{-1}: (a) 850 hPa; (b) 700 hPa; (c) 500 hPa; (d) 300 hPa.....</i>	171
Figura 7.8	<i>Ano 1981. Anomalia do transporte: (a) zonal de vapor de água de inverno; (b) meridional de vapor de água de inverno; (c) zonal de vapor de água de verão; (b) meridional de vapor de água de verão.....</i>	172
Figura 7.9	<i>Distribuição do campo médio da convergência horizontal do fluxo de vapor de água à superfície.....</i>	174
Figura 7.10	<i>Distribuição da convergência horizontal do fluxo de vapor de água à superfície: (a) 1968; (b) 1981; (c) 1998.....</i>	175
Figura 7.11	<i>Distribuição global da divergência horizontal do fluxo de vapor de água a vários níveis: (a) 1000hPa; (b) 925 hPa; (c) 850 hPa; (d) 700 hPa; (e) 600 hPa; (f) 500 hP.....</i>	176
Figura 7.12	<i>Distribuição da convergência horizontal do fluxo de vapor de água para 1981: (a) inverno; (b) verão.....</i>	178
Figura 7.13	<i>Perfil da convergência média horizontal do fluxo de vapor de água.....</i>	179
Figura 7.14	<i>Correlação heterogénea entre divergência horizontal do fluxo de vapor de água e os índices: (a) EA; (b) SCAND; (c) WP.....</i>	180

Figura 7.15	<i>Distribuição da evaporação acumulada no verão (mm): (a) estimada pelo método do fluxo; (b) observada.....</i>	181
Figura 8.1	<i>Precipitação nos Açores, no período 1970-2004.....</i>	187
Figura 8.2	<i>Percentagem sazonal de precipitação nos Açores, no período 1970-2004: (a) Flores; (b) Terceira; (c) Santa Maria.....</i>	188
Figura 8.3	<i>Espectros das séries de precipitação: (a) Flores; (b) Santa Maria; (c) Terceira.....</i>	190
Figura 8.4	<i>Probabilidades condicionadas para as Flores: (a) obtidas com o modelo das cadeias de Markov e com os dados observados. (b) Comparação entre as probabilidades P1, P2 e P3.....</i>	194
Figura 8.5	<i>Probabilidades condicionadas para a Terceira: (a) obtidas com o modelo das cadeias de Markov e com os dados observados. (b) Comparação entre as probabilidades P1, P2 e P3.....</i>	195
Figura 8.6	<i>Probabilidades condicionadas para Santa Maria: (a) obtidas com o modelo das cadeias de Markov e com os dados observados. (b) Comparação entre as probabilidades P1 e P2.....</i>	196

ÍNDICE DE TABELAS

Tabela III.1	<i>Coeficiente de correlação entre a evaporação observada e a evaporação estimada pelo método de Thornthwaite.....</i>	49
Tabela IV.1	<i>Percentagem da variância explicada pelas principais funções empíricas ortogonais da precipitação.....</i>	68
Tabela IV.2	<i>Percentagem da variância explicada pelas principais funções empíricas ortogonais da temperatura.....</i>	74
Tabela IV.3	<i>Percentagem da variância explicada pelas principais funções empíricas ortogonais da evaporação.....</i>	79
Tabela V.1	<i>Distribuição espectral das séries temporais da precipitação.....</i>	101
Tabela V.2	<i>Distribuição espectral das séries temporais da temperatura.....</i>	104
Tabela V.3	<i>Distribuição espectral das séries temporais da evaporação.....</i>	106
Tabela V.4	<i>Distribuição espectral das séries das componentes principais da precipitação anual.....</i>	109
Tabela V.5	<i>Distribuição espectral das séries das componentes principais da precipitação de inverno.....</i>	112
Tabela V.6	<i>Distribuição espectral das séries das componentes principais da temperatura anual.....</i>	115
Tabela V.7	<i>Distribuição espectral das séries das componentes principais da temperatura verão.....</i>	117
Tabela V.8	<i>Distribuição espectral das séries das componentes principais da evaporação anual.....</i>	118
Tabela V.9	<i>Distribuição espectral das séries das componentes principais da evaporação de verão.....</i>	120

Tabela V.10	<i>Correlação entre os índices teleconectivos e as PC do campo de precipitação.....</i>	125
Tabela V.11	<i>Correlação entre os índices teleconectivos e as PC do campo de temperatura.....</i>	131
Tabela V.12	<i>Correlação entre os índices teleconectivos e as PC do campo de evaporação.....</i>	135
Tabela VI.1	<i>Percentagem de variância explicada pelas três principais funções empíricas ortogonais da precipitação decadal.....</i>	146
Tabela VI.2	<i>Funções temporais associadas às principais funções empíricas ortogonais da precipitação decadal.....</i>	149
Tabela VI.3	<i>Percentagem de variância explicada pelas duas principais funções empíricas da temperatura decadal.....</i>	152
Tabela VI.4	<i>Funções temporais associadas às principais funções empíricas ortogonais da temperatura decadal.....</i>	155
Tabela VIII.1	<i>Parâmetros estatísticos das séries de precipitação anual acumulada.....</i>	189
Tabela VIII.2	<i>Valores dos parâmetros estatísticos resultantes do ensaio de Wald-Wolfowitz e de Mann para as séries anuais da precipitação.....</i>	189
Tabela VIII.3	<i>Correlação entre os índices teleconectivos e as séries de precipitação.....</i>	191
Tabela A.1.1	<i>Coordenadas das estações da rede de observação da precipitação na Península Ibérica.....</i>	219
Tabela A.1.2	<i>Coordenadas das estações da rede de observação da precipitação nos Açores.....</i>	221
Tabela A.2	<i>Coordenadas das estações da rede de observação da temperatura na Península Ibérica.....</i>	222

Tabela A.3	<i>Coordenadas das estações da rede de observação da evaporação na Península Ibérica.....</i>	224
Tabela B.1	<i>Parâmetros estatísticos das estações da rede de observação da precipitação.....</i>	229
Tabela B.2	<i>Parâmetros estatísticos das estações da rede de observação da temperatura.....</i>	232
Tabela B.3	<i>Parâmetros estatísticos das estações da rede de observação da evaporação.....</i>	234
		2
Tabela C.1	<i>Valores dos parâmetros estatísticos resultantes do ensaio de tendência e do ensaio de correlação para as séries anuais da precipitação e as séries de precipitação de inverno.....</i>	239
Tabela C.2	<i>Valores dos parâmetros estatísticos resultantes do ensaio de tendência e do ensaio de correlação para as séries anuais de temperatura e as séries de temperatura de verão.....</i>	242
Tabela C.3	<i>Valores dos parâmetros estatísticos resultantes do ensaio de tendência e do ensaio de correlação para as séries anuais de evaporação e as séries de evaporação de verão.....</i>	244

LISTA DE ABREVIATURAS

AO	<i>Artic Oscillation</i>
CCA	<i>Canonical Correlation Analysis</i>
DO	<i>Dados observados à superfície</i>
DREA	<i>Dados de reanálise</i>
EA	<i>East Atlantic Oscillation</i>
EA/JET	<i>East Atlantic Jet Pattern</i>
EAWR	<i>East Atlantic West Russian Pattern</i>
ENSO	<i>El Niño Southern Oscillation</i>
EOF	<i>Empirical Orthogonal Function</i>
EU	<i>Eurasian Pattern</i>
EUA	<i>Estados Unidos da América</i>
FA	<i>Factor Analysis</i>
FFT	<i>Tranformada Rápida de Fourier</i>
IM	<i>Instituto de Meteorologia (Portugal)</i>
INAG	<i>Instituto da Água</i>
INM	<i>Instituto Nacional de Meteorologia (Espanha)</i>
MEM	<i>Método da Máxima Entropia</i>
MM	<i>Markov Model</i>
MOC	<i>Atlantic Meridional Overturning Circulation</i>
MR	<i>Multiple Regression</i>
NAO	<i>North Atlantic Oscillation</i>
NMI	<i>Normal Mode Initialization</i>
NP	<i>North Pollar Index</i>
PCA	<i>Principal Component Analysis</i>
PI	<i>Península Ibérica</i>
PIP	<i>Principal Interaction Patterns</i>
POP	<i>Principal Oscillation Patterns</i>
RPCA	<i>Principal Component Analysis with rotation</i>
SCAND	<i>Scandinavian Pattern</i>
SLP	<i>Sea Level Pressure</i>
SOI	<i>Southern Oscillation Index</i>

SSA	<i>Análise espectral singular</i>
TAV	<i>Tropical Atlantic Variability</i>
VPF	<i>Variabilidade de baixa frequência</i>
WA	<i>West Atlantic Pattern</i>
WDT	<i>Wold Decomposition Theorem</i>
WMO	<i>World Meteorological Organization</i>

1 – INTRODUÇÃO

SUMÁRIO - Neste capítulo, partindo da definição de clima e sistema climático, faz-se um enquadramento geral do tema deste trabalho, a variabilidade climática, no âmbito geral da investigação em Climatologia. Apresenta-se a estrutura da dissertação e fazem-se algumas considerações acerca de determinados aspectos da linguagem. Caracteriza-se sumariamente a área de estudo.

LECTIO XVII

P. Quid est atmosphaera?

R. Massa enormis aëris, qae terram circumdat

[...]

LECTIO XXII

P. Quid est Meteorologia?

R. Scientia de meteoris

[...]

LECTIO XLI

P. Quid est clima?

R. Spatium globi terrestri, quod differt ab aliis spatiis in luce, seu duratione diei longioris totius anni.

P. Quotuplicia sunt climata?

R. Climata horarum, et climata mensium.

P. Quae dicuntur climata horarium?

R. Quae differunt inter se in dimidia hora lucis.

L. Arrazola. Promptuarium in quo Proecipua et Selectiora Institonum Philososophicarum, 130-227. Aparício, Valladolid, 1828

1.1. VARIABILIDADE CLIMÁTICA

É difícil formular uma definição de clima e as definições formais encontradas são vagas (Gibbs, 1987 e James, 1994). É interessante notar que, no final do século XVIII, o carácter estático de clima foi definitivamente abandonado quando Benjamin Franklin associou o inverno excepcionalmente frio de 1783/1784 à erupção de um vulcão na Islândia. Fourier, em 1827, e Arrhenius, em 1896, relacionaram a actividade humana com o equilíbrio radiativo da atmosfera. Em 1942, Milankovitch sugeriu que, a *variabilidade* de baixa frequência estivesse associada a factores astronómicos, como variações na excentricidade da órbita terrestre.

O clima varia naturalmente em diferentes escalas espaciais e temporais. Desde sempre que, o conceito de *variabilidade climática* está presente na vida do Homem. Fenómenos como as inundações e as secas são exemplos de processos que ocorrem periodicamente. Mas só recentemente é que foi rejeitada a ideia que, as mudanças no clima se produziam de forma muito lenta e não eram importantes no período de registo dos dados observados. Até então, a *variabilidade* era considerada ruído estatisticamente não significativo.

Actualmente, discute-se a existência de ciclos mais ou menos regulares, como as oscilações quase-bienais e as oscilações quase-quinquenais nos registos climáticos. É a natureza altamente não linear do sistema climático que se manifesta nas interações e flutuações que ocorrem nas várias escalas espaciais e temporais.

O sistema climático é, na perspectiva de Peixoto e Oort (1992), dissipativo, não linear e não se encontra em equilíbrio. Para além disto, é dinâmico e responde às mudanças de factores de forçamento externo como a energia solar. O sistema climático é constituído por cinco subsistemas: a atmosfera, a hidrosfera, a criosfera, a biosfera e a litosfera. Estes subsistemas são abertos e não isolados, trocando entre si energia e massa. Os processos que ocorrem nos vários subsistemas são complexos, altamente não lineares e interactuam entre si originando processos de retroacção que actuam em cascata.

A atmosfera constitui a componente central do sistema climático, sendo o seu tempo de resposta face a um determinado processo muito menor do que o dos restantes subsistemas. Os oceanos, constituinte fundamental da hidrosfera, não são mais do que grandes reservatórios de energia. A atmosfera e os oceanos estão fortemente acoplados e o intercâmbio de vapor de água proporciona uma parte da energia necessária ao ciclo hidrológico.

O comportamento do sistema climático é fortemente condicionado pela energia solar. A radiação solar fornece quase a totalidade de energia que alimenta os processos do sistema climático. A resposta do sistema climático aos factores de forçamento externo é aquilo a que

chamamos *variabilidade climática*. O estudo da *variabilidade climática* tem como objectivos analisar, compreender, reconstruir e modelizar o comportamento climático de forma a aplicar este conhecimento a modelos de previsão. Actualmente, analisam-se as respostas da atmosfera, dos oceanos, da biosfera, *etc.*, aos factores de forçamento externo. Por sua vez, um modelo deve simular os processos que ocorrem no sistema climático. Os modelos, construídos com base nas equações de Navier-Stokes e nas equações da termodinâmica, prevêem com bastante precisão, o comportamento geral da atmosfera a curto e médio prazo.

A complexidade dos processos do sistema climático requer também a utilização de métodos estatísticos permitindo identificar as relações que ocorrem em várias escalas espaciais e temporais. A análise estatística é uma ferramenta indispensável para ajudar a discriminar um pequeno número de componentes dinâmicas e significativas da maioria das componentes que são irrelevantes ou de segunda ordem (von Storch e Zwiers, 1999). Os modelos quando aplicados à escala regional e local simulam com razoabilidade o comportamento da atmosfera, mas os processos como a precipitação nestas escalas necessitam da combinação dos aspectos dinâmicos e de aspectos estatísticos. Por este motivo é necessário desenvolverem-se trabalhos de investigação, com base na metodologia estatística.

Encontrámos diversos trabalhos sobre a relação entre a variabilidade da precipitação e as anomalias da circulação de macroescala como por exemplo, Cahalan, 1983, Fraedrich *et al.*, 1992, Drosowsky, 1993, Hogg, 1995, Hurrell e van Loon, 1995, Kutiel *et al.*, 1996, Yin, 1999, Matayo, *et al.* 2000, Zhou *et al.*, 2001 e Papineau, 2001.

Em 1995, Hurrell e van Loon analisaram o efeito dos índices teleconectivos na precipitação e temperatura do Hemisfério Norte. Marshall *et al.* (2001) atribuíram a variabilidade climática, no Atlântico Norte, a três fenómenos interligados: TAV (TAV - *Tropical Atlantic Variability*), NAO (NAO - *North Atlantic Oscillation*) e MOC (MOC - *Atlantic Meridional Overturning Circulation*).

A uma escala mais pequena, Zorita *et al.* (1992) verificaram que, o fenómeno de precipitação intensa na Península Ibérica está relacionado com anomalias negativas do SLP (SLP - *Sea Level Pressure*) da região leste do Atlântico Norte, registando-se também uma intensificação dos ventos no sudoeste europeu.

Os trabalhos de Rodó *et al.* (1997) demonstram que, a Península Ibérica está sobre a influência da NAO (NAO - *North Atlantic Oscillation*) e do SOI (SOI - *Southern Oscillation Index*), mas em escalas temporais e espaciais diferentes.

Em 1998, Rodríguez-Puebla *et al.* investigaram a variabilidade especial e temporal da precipitação anual na Península Ibérica, relacionando o campo de precipitação com padrões de circulação como o índice NAO, o SOI, o EA (EA - *East Atlantic Oscillation*) e o SCAND

(SCAND - *Scandinavian Pattern*). Posteriormente, Rodríguez-Puebla *et al.* (2001) estudaram a relação entre os índices de circulação atmosférica com a precipitação registada no inverno.

Nieto *et al.* (2004) analisaram os padrões de variabilidade da precipitação no inverno, na Península Ibérica, obtidos com dados observados, dados do projecto de reanálise do NCEP-NCAR e dados de dois modelos.

À escala regional, Saénz *et al.* (2001) estudaram a variabilidade interanual da precipitação de inverno no nordeste peninsular enquanto que Lana *et al.* (2004) analisaram a variabilidade espacial e temporal da precipitação diária na Catalunha.

Existe pois, um número razoável de trabalhos sobre a variabilidade da precipitação na PI (Zorita *et al.*, 1992; Rodó *et al.*, 1997; Rodríguez-Puebla *et al.*, 1998 e 2001; Nieto *et al.*, 2004). A precipitação é fundamental para o sistema climático. A circulação da água nos vários subsistemas é uma sequência de fenómenos em que a Terra cede água no estado gasoso à atmosfera (fase aérea) sendo posteriormente devolvida ao globo no estado líquido ou sólido (fase terrestre).

A análise da variabilidade da precipitação estuda a variabilidade do ramo terrestre do ciclo hidrológico. O estudo da circulação da água fica incompleto quanto não são considerados os dois ramos do ciclo hidrológico dado que a dinâmica da água se processa em dois planos diferentes. Os trabalhos anteriormente citados contemplam apenas o estudo da circulação da água num dos ramos do ciclo hidrológico. Neste estudo utilizámos o método proposto por Peixoto e Oort (1992), que relaciona a precipitação e a evaporação à superfície com o fluxo de vapor de água no ramo aéreo do ciclo hidrológico. A evaporação desempenha um papel importante na circulação da água pelos vários subsistemas do sistema climático. Os dados observados desta variável à superfície não são representativos da grandeza que se quer avaliar (Peixoto, 1989). Por este motivo há necessidade de avaliar a evaporação de uma outra forma

Além da dificuldade inerente à natureza do ciclo hidrológico, os dados observados da evaporação são escassos e, as séries disponíveis apresentam alguns inconvenientes como, o da correlação serial ou o de terem comprimentos não tão longos como o desejável. Por este motivo recorremos a um dos processos indirectos para estimar a evaporação. Estes processos são também designados por métodos empíricos pois baseiam-se em conceitos que identificam o fenómeno de evaporação e nos mecanismos físicos que o explicam (Peixoto, 1989). De entre os métodos empíricos os mais utilizados são o de Penman e o de Thornthwaite (Lencastre, 1984 e Peixoto, 1989).

Os resultados que obtivemos com o método de Thornthwaite para a evaporação são aproximados aos valores reais. Assim é inevitável estimar a evaporação com outros métodos como o que nos é proposto por Peixoto e Oort (1992).

Neste trabalho recorreremos também ao método da divergência do fluxo (MDF - *Método da Divergência do Fluxo*) para estudar a dinâmica do ciclo hidrológico e aplicá-lo a uma situação concreta. Desta forma, este método foi utilizado para estimar a evaporação na Península Ibérica, para estudar o transporte horizontal (zonal e meridional) de vapor de água e para identificar zonas fonte/sumidouros de vapor de água.

É tão importante a análise da *variabilidade climática* como responder às questões *como* e *porquê* o clima varia? É necessário identificar os padrões de *variabilidade* e estudar as relações físicas de causalidade destes fenómenos de *variabilidade climática*. É nosso objectivo estudar a *variabilidade* dos campos de precipitação, temperatura e evaporação e identificar as possíveis causas da *variabilidade*. Com este fim relacionámos as variáveis estudadas com alguns dos seguintes índices teleconectivos tais como o NAO (*North Atlantic Oscillation*), o EA (*East Atlantic Oscillation*), o EA/JET (*East Atlantic Jet Pattern*), o SCAND (*Scandinavian Pattern*) e o EAWR (*East Atlantic West Russian Pattern*).

1.2. OBJECTIVOS DO ESTUDO

Com este estudo pretendemos obter uma regionalização da Península Ibérica (PI - *Península Ibérica*) afim de encontrar as características hidroclimáticas que definem esta zona. Para tal, estudámos a variabilidade espacial para definirmos as diferentes regiões da PI. Esta análise foi feita aplicando o método das componentes principais com rotação (RPCA - *Principal Component Analysis with rotation*) às séries da precipitação, da temperatura e da evaporação agrupadas sazonalmente e anualmente.

Estudámos a variabilidade temporal das séries de precipitação, temperatura e evaporação agrupadas sazonalmente e anualmente, na PI e nos Açores. Esta análise permitiu construir um modelo temporal com base na história de cada uma das regiões definidas anteriormente com o objectivo de apurarmos as causas da variabilidade temporal. O modelo utilizado baseia-se num conjunto de técnicas como o Teorema de Decomposição de Wold (WDT – *Wold Decomposition Theorem*), da Transformada Rápida de Fourier (FFT – *Fast Fourier Transform*) e a regressão múltipla (MR – *Multiple Regression*).

O estudo conjunto da variabilidade espacial e temporal permitiu analisar as características da precipitação, da temperatura e da evaporação nas diferentes regiões obtidas para a PI.

Os resultados obtidos com a análise de variabilidade foram relacionados com os padrões de circulação geral da atmosfera para encontrarmos uma justificação física. Para tal utilizámos a análise de correlação heterogénea e a análise de coerência entre alguns índices teleconectivos e as características encontradas com a análise de variabilidade. Os índices teleconectivos tais como o índice NAO (NAO - *North Atlantic Oscillation*), o índice EA (EA - *East Atlantic Oscillation*), o índice EA/JET (EAJET - *East Atlantic Jet Pattern*), o SCAND (SCAND – *Scandinavian Pattern*), o índice EAWR (EAWR - *East Atlantic West Russian Pattern*), o índice NP (NP – *North Pollar Index*) foram utilizados neste estudo e traduzem alguns dos padrões de circulação.

Estudámos a dinâmica do vapor de água, isto é, o transporte horizontal do vapor de água, em diferentes níveis isobáricos (1000, 925, 850, 700, 600, 500, 400 e 300 hPa), identificámos as zonas fonte/sumidouro de vapor de água e estimámos a evaporação utilizando o método da divergência do fluxo de vapor de água. Este último item do estudo tem como objectivo averiguar a validade das expressões empíricas estabelecidas pela hidrologia clássica, que relacionam a precipitação com a evaporação.

Realizámos um estudo para investigar a persistência de séries de dados diários da precipitação, representativas do arquipélago dos Açores, com um modelo de Markov (MM – Markov Model).

1.3. ESTRUTURA DA DISSERTAÇÃO

Na estrutura desta dissertação utilizámos os seguintes critérios:

(i) a dissertação esta estruturada em nove capítulos. No início de cada capítulo apresentamos um pequeno sumário onde se faz referência aos objectivos propostos e aos métodos aplicados para a análise dos dados e, no final apresentamos, em forma de conclusão, um resumo dos resultados obtidos.

(ii) No texto utilizámos algumas abreviaturas e siglas que são devidamente identificadas na primeira utilização. Elaborou-se uma lista das mesmas para facilitar a leitura. Os acrónimos utilizados são os aceites na literatura. Quanto aos termos técnicos tentou-se utilizar sempre a tradução em português.

No primeiro capítulo faz-se um enquadramento do trabalho, apresentam-se os objectivos e a estrutura da dissertação. As áreas em estudo são descritas sumariamente.

O segundo capítulo é dedicado à descrição dos dados utilizados: dados observados à superfície (DO – *dados observados à superfície*), dados de reanálise à superfície e em diversos níveis (DREA – *dados de reanálise*) e dados referentes aos índices teleconectivos escolhidos para este estudo.

No terceiro capítulo apresentam-se os resultados obtidos com os ensaios de homogeneidade aplicados às séries de dados observados, bem como, os resultados obtidos com uma análise feita com métodos estatísticos clássicos. Faz-se uma descrição das características das variáveis estudadas.

No quarto capítulo faz-se uma revisão geral sobre os trabalhos de variabilidade climática na PI. É feita uma descrição do método de componentes principais e são apresentados e discutidos os resultados obtidos para a variabilidade espacial na PI.

No quinto capítulo apresentam-se algumas técnicas de análise de variabilidade temporal e o modelo utilizado neste estudo. Faz-se uma discussão dos resultados obtidos na PI e apresentam-se os resultados da análise de correlação e da análise de coerência entre as variáveis estudadas e os índices teleconectivos.

A análise de variabilidade de baixa frequência da precipitação e da temperatura com dados de reanálise agrupados decadalmente (isto é, médias de 10 dias) e que nos permitiu definir as estações astronómicas do ponto de vista da variável estudada é apresentada no capítulo sexto.

O capítulo sétimo constitui uma abordagem dinâmica do ciclo hidrológico. Neste item aplicámos o método proposto por Peixoto e Oort (1992) e que relaciona os dois ramos do ciclo hidrológico para analisarmos da variabilidade do fluxo de vapor de água e identificarmos as zonas fonte/sumidouro de vapor de água. Estimou-se ainda a evaporação na PI com este método.

O oitavo capítulo é dedicado ao estudo da variabilidade climática nos Açores, onde expomos os resultados obtidos com a análise de FFT (análise de variabilidade temporal) e com o modelo markoviano de 1ª ordem que nos permitiu apurar a estrutura dos dados diários da precipitação.

No nono capítulo faz-se um resumo, identificando os objectivos conseguidos, dos resultados obtidos com a análise de variabilidade espacial e temporal das séries de precipitação, temperatura e evaporação na PI e Açores.

No final da tese é fornecida informação relativa às séries de dados utilizadas neste trabalho, sob a forma de apêndices.

1.4. ÁREA DE ESTUDO

A Figura 1.1 mostra a localização geográfica da PI. Esta área está localizada entre os 36° e 44° de latitude norte, na zona dos climas temperados do Hemisfério Norte. Para a diversidade climática na PI contribuem três aspectos: a sua localização relativamente ao Oceano Atlântico e Mar Mediterrânico, a sua localização relativamente à circulação geral da atmosfera e a sua variada e complexa orografia.

Nesta figura e em quase todo o texto, as coordenadas relativas à longitude são acompanhadas de um sinal negativo/positivo para indicar o oeste/leste, respectivamente.

Relativamente ao primeiro aspecto, o efeito moderador das águas faz-se sentir em toda a PI, nomeadamente nas zonas costeiras. A norte e a ocidente, a PI é banhada pelo Oceano Atlântico, a sul e a leste é banhada pelo Mar Mediterrânico.

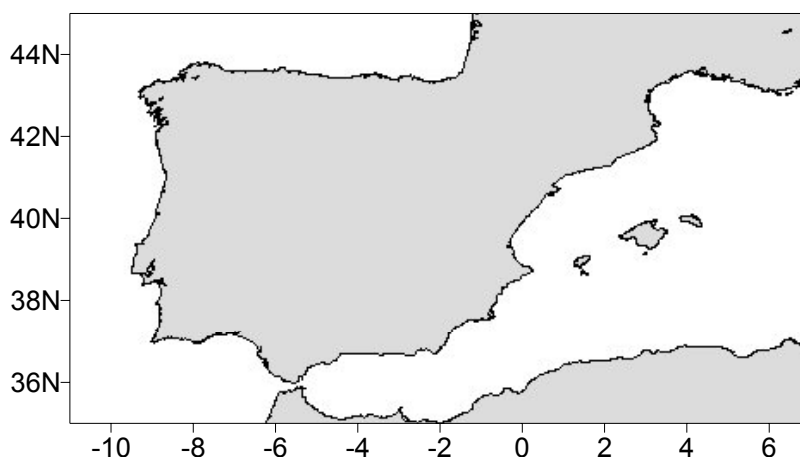


Figura 1.1 – *Localização geográfica da Península Ibérica*

A faixa ocidental peninsular é caracterizada por um clima moderado devido à proximidade da grande massa de água do Atlântico Norte. Na costa mediterrânica, o clima é menos moderado devido à menor extensão de água.

No que diz respeito ao segundo aspecto, a PI está localizada entre o cinturão dos anticlones subtropicais (a sul) e o cinturão das depressões subpolares (a norte), ou seja, situa-se na zona das circulações de oeste. Assim, durante o inverno predominam os ventos de oeste e noroeste e o anticiclone subtropical do Atlântico Norte está deslocado para sul dos Açores. No verão ocorre um enfraquecimento da depressão subpolar da Islândia, deslocando-se o anticiclone subtropical dos Açores para norte e, simultaneamente desenvolve-se, no interior da PI, uma

depressão de origem térmica. A conjugação destes factores induz ventos intensos de norte na costa ocidental da península, os quais são adveectores de ar frio à superfície. Os verões na faixa ocidental da península são moderados por estes ventos que, também induzem o afloramento (*upwelling*) das águas costeiras. Na faixa oriental, os ventos são predominantemente dos quadrantes sul e leste e estão associados à advecção de massas de ar do Mediterrânico e do norte de África.

Estes factos contribuem para uma diferenciação climática entre o norte e o sul da península. Assim, uma estreita faixa no norte peninsular apresenta características climáticas oceânicas, devido à exposição, durante quase todo o ano, à circulação geral de oeste. A restante península tem características climáticas predominantemente mediterrânicas.

Contribui ainda para a diversidade climática da PI a orografia, a natureza dos solos e o tipo de vegetação.

O arquipélago dos Açores localiza-se entre 36,5°N e os 39,4°N de latitude e os 24,5°W e os 31,2° W de longitude, no Atlântico Norte, situando-se no extremo mais ocidental da Europa , na zona subtropical dos anticlones do Hemisfério Norte. É constituído por nove ilhas de origem vulcânica, associadas às erupções ocorridas durante a orogenia alpina. As ilhas emergem de um planalto submarino com profundidade média de 1500 m numa zona de intensa actividade vulcânica e sísmica.

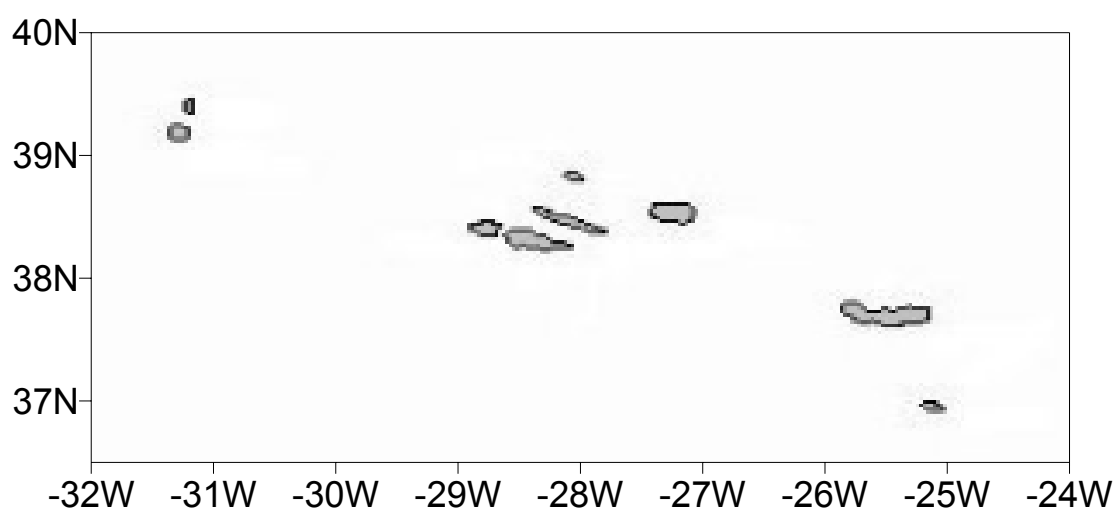


Figura 1.2 – Localização geográfica do arquipélago dos Açores

As ilhas que constituem o arquipélago podem ser agrupadas com base na sua localização geográfica, formando três grupos distintos. O grupo Central é constituído pelas ilhas Graciosa, Terceira, São Jorge, Faial e Pico. O grupo Ocidental integra as ilhas das Flores e do Corvo e o

grupo Oriental é composto pelas ilhas de Santa Maria e de São Miguel. Todas as ilhas se caracterizam pelo relevo bastante acidentado com uma orientação predominante de E-W.

O clima dos Açores é do tipo temperado oceânico. Os factores mais importantes que para ele contribuem são a latitude, a insularidade, a corrente quente do Golfo do México e o relevo.

Relativamente à latitude, os Açores é fortemente influenciado pelo anticiclone subtropical com o seu nome (Açores) cuja posição varia durante o ano. Durante o inverno, este anticiclone desloca-se para sul, ficando o arquipélago exposto às influências das perturbações da frente polar. No período estival, geralmente curto, o anticiclone desloca-se para norte.

A localização geográfica do arquipélago em pleno Atlântico Norte introduz uma grande oceanidade, reforçada pela insularidade. A corrente quente do Golfo do México tem grande influência contribuindo para características climáticas muito moderadas. As características climáticas dos Açores são também marcadas pelo relevo bastante acidentado das ilhas.

2 – OS DADOS

SUMÁRIO – Neste capítulo é feita uma descrição dos diferentes tipos de dados (observados, reanálise e teleconectivos) utilizados no estudo de variabilidade climática. Os dados observados foram obtidos nos Institutos de Meteorologia de Portugal e Espanha e no *site* do Instituto da Água (<http://www.inag.pt>). Os dados de reanálise e os dados teleconectivos foram obtidos em servidores *Web*, <http://www.cdc.noaa.gov/> e <http://www.cru.uea.ac.uk>, respectivamente. Apresentam-se ainda sumariamente algumas das características dos padrões atmosféricos que segundo o *Climate Diagnostics Center* caracterizam a variabilidade climática do Atlântico Norte e que irão ser posteriormente utilizados neste estudo de variabilidade climática.

2. OS DADOS

No estudo da variabilidade climática da PI e Açores utilizámos diferentes tipos de dados: os dados observados, os dados de reanálise e os dados teleconectivos. Com estes dados construímos bases de dados que utilizámos num estudo preliminar das séries observadas e das séries de reanálise, bem como, para a caracterização da variabilidade da área em estudo.

Os resultados obtidos com os mesmos métodos de análise aplicados às séries observadas e de reanálise permitiram-nos estabelecer relações entre estes tipos de dados.

A inclusão de dados teleconectivos neste estudo possibilitou-nos encontrar as causas físicas para a variabilidade climática encontrada.

2.1. DADOS OBSERVADOS

Os dados observados foram obtidos no Instituto de Meteorologia de Portugal, *IM*, no seu congénere espanhol Instituto Nacional de Meteorologia de España, *INM*, e no Instituto da Água, *INAG*, <http://www.inag.pt>.

Os dados fornecidos por estes organismos constituem séries de valores diários da precipitação (no caso dos Açores), de valores mensais da precipitação, da temperatura e da evaporação (no caso da PI), cujo período de registo não é igual. Por este motivo, optámos por seleccionar um período comum para as diferentes séries. Assim, na PI, a precipitação foi estudada para o período 1958-2003 e 1958-1997, a temperatura foi examinada no período 1958-1997 e a evaporação foi analisada no período 1957-1998. No arquipélago dos Açores, a precipitação foi estudada no período 1970-2003.

Adoptámos, ainda, um conjunto de critérios para a construção das bases de dados observados tentando assegurar, na medida do possível:

- i) uma cobertura homogénea da área em estudo;
- ii) um período temporal de análise comum a todas as estações;
- iii) um período temporal de análise o mais longo possível que, de acordo com as recomendações da WMO (WMO - *World Meteorological Organization*), o comprimento do período de registo dos dados deve ser igual ou superior a 30 anos;
- iv) que nas estações seleccionadas, as falhas de observação são inferiores a 5% do comprimento escolhido.

O primeiro critério seleccionado para a construção das bases de dados tem por objectivo assegurar que elas reflectam as propriedades das regiões constituintes da área em estudo. O segundo e terceiro critérios estão relacionados com a natureza do próprio estudo e com os pressupostos dos métodos utilizados na nossa análise. Finalmente, o quarto critério prende-se com a qualidade dos dados e objectivos da análise que pretendemos fazer.

A conjugação destes critérios reflecte-se na cobertura espacial das redes de observação das diferentes variáveis, isto é, as redes não são tão homogéneas como o desejaríamos, mas cobrem com alguma regularidade a área em estudo.

Apresentamos nas figuras 2.1 e 2.2 as redes de estações utilizadas no estudo da precipitação.

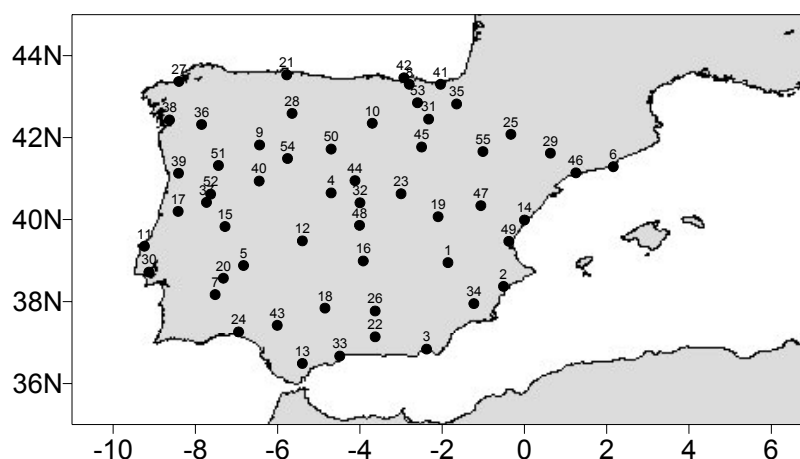


Figura 2.1 - Rede de dados observados da precipitação, na PI, no período 1958-2003

Na PI, os dados de base que constituem a rede de dados observados da precipitação são séries de valores mensais acumulados com comprimentos de 46 anos e 40 anos. A rede é

constituída por 55 estações, cobrindo uniformemente a área de estudo. No entanto, o sul de Portugal e o norte peninsular são as regiões com uma menor densidade de estações (figura 2.1). Rodríguez-Puebla *et al.* (1998) utilizou uma distribuição semelhante (51 estações) no estudo da variabilidade da precipitação anual da PI. Na Tabela A.1.1 do apêndice A disponibilizamos informação sobre as características das estações que constituem esta rede.

Relativamente ao arquipélago dos Açores, a rede é constituída por três estações localizadas nas Flores, na Terceira e em Santa Maria, respectivamente (figura 2.2). Os dados de bases são séries de valores diários acumulados no período 1970-2003. Na Tabela A.1.2 do Apêndice A contem informação sobre estas três séries.

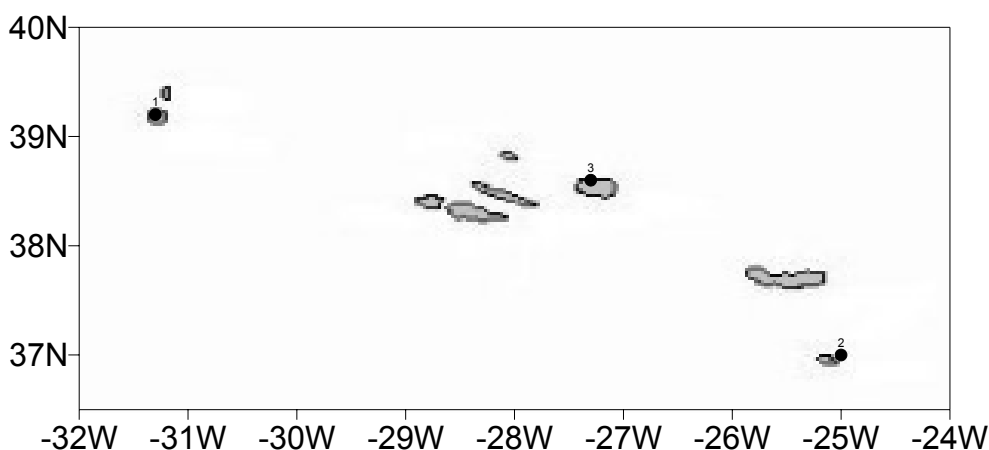


Figura 2.2 - Rede de dados observados da precipitação, nos Açores, no período 1970-2003.

A figura 2.3 representa o mapa da rede de estações onde foram recolhidos os dados instrumentais de superfície utilizados no estudo do campo da temperatura na PI. O número de estações que constituem a rede de dados observados na PI é 40 e as características destas estações encontram-se na Tabela A.2 do Apêndice A. Verifica-se que a distribuição destas estações não é homogénea em toda a área. No norte (Galiza) e no sul (Andaluzia e Catalunha), a densidade da rede é relativamente baixa. Este facto é inerente aos Institutos que fornecem os dados e aos pressupostos que adoptámos na construção da rede.

O período de tempo correspondente à análise dos dados é de 1958-1997. No caso da temperatura, as séries de dados utilizados constituem séries de valores médios mensais com um comprimento de 40 anos.

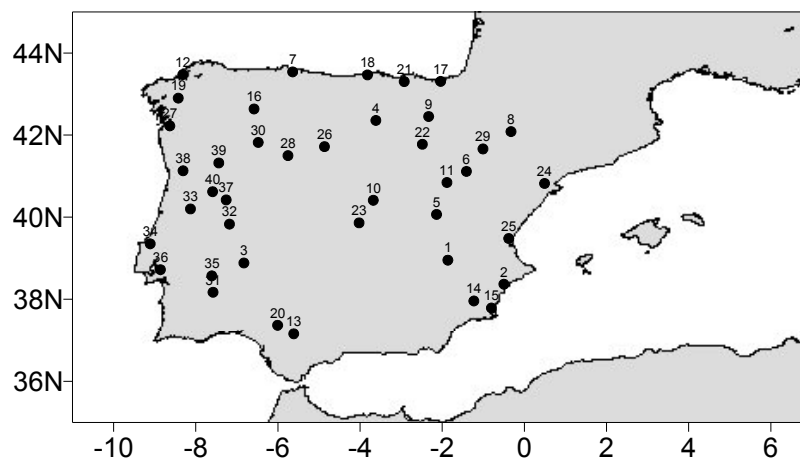


Figura 2.3 - Rede de dados observados da temperatura na PI, no período 1958-1997

Para o estudo do campo da evaporação a rede de estações utilizada está representada na figura 2.4. Esta rede é constituída por 39 estações, 35 das quais estão localizadas em Espanha e as restantes 4 em Portugal. A localização das estações da rede de evaporação encontra-se no Apêndice A, Tabela A.3. Inicialmente, para esta variável dispúnhamos de uma rede mais densa mas, as séries de dados foram rejeitadas por não cumprirem os critérios por nós seleccionados.

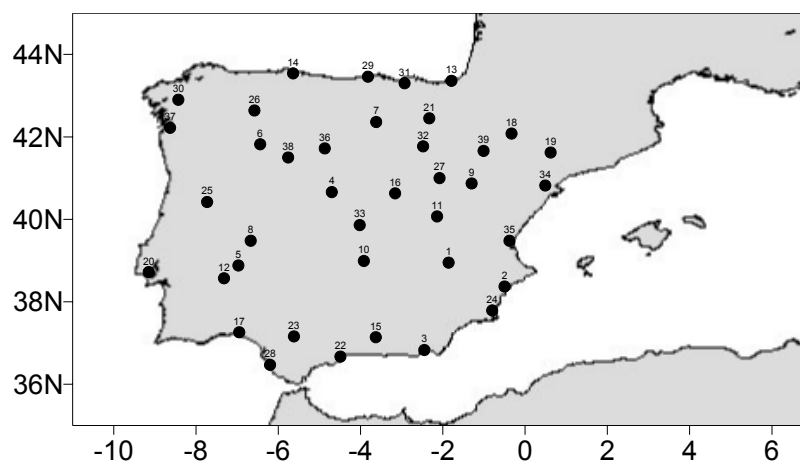


Figura 2.4 - Rede de dados observados da evaporação, na PI, no período 1957-1998

A análise do campo da evaporação foi feita para o período 1957-1998, ou seja, os dados de base são séries de valores mensais acumulados neste período de registo.

De um ponto de vista meteorológico e hidrológico, a evaporação é uma grandeza física que descreve e quantifica o fenómeno de transição das fases sólida e líquida para a fase de vapor. Ou seja, num determinado intervalo de tempo, a evaporação é uma medida da taxa de transferência da quantidade de água da superfície evaporante para a atmosfera.

Esta variável pode ser medida utilizando os evaporímetros mas, a medição é muito imperfeita e os valores obtidos com os diferentes instrumentos de medida não são comparáveis.

Dadas as dificuldades na medição da evaporação, surgiram métodos empíricos para estimar esta grandeza. Estes métodos, processos indirectos de medição da evaporação, baseiam-se nos mecanismos físicos que explicam o fenómeno da evaporação e relacionam-no com os factores dos quais depende como a radiação, a temperatura e o vento.

De entre estes métodos que tiveram e têm uma grande aplicação é de salientar o de Thornthwaite e o de Penman.

O método de Thornthwaite baseia-se na correlação entre a temperatura do ar e a evapotranspiração potencial. Assim, este método utiliza, para o cálculo da evapotranspiração potencial, a temperatura média mensal, de acordo com a seguinte equação (Lencastre, 1984):

$$ET_{po} = 1,6 \left(\frac{10T}{J} \right)^a \quad (2.1)$$

com

$$a = 0,49 + (17900J - 77,1J^2 + 0,675J^3) \times 10^{-6} \quad (2.1a)$$

$$J = \sum_{i=1}^{12} j_i \quad e \quad j_i = \left(\frac{T_i}{5} \right)^{1,5} \quad (2.1b)$$

onde T_i representa a temperatura média mensal, em °C, de cada um dos meses.

A equação 2.1 estima os valores da evapotranspiração para um lugar no equador, isto é, à latitude de 0° e com 12 horas de sol diárias. Para um outro local à latitude φ , a evapotranspiração é dada por:

$$ET_{po,\varphi} = K ET_{po} \quad (2.2)$$

onde K é um factor de correcção para o número de horas de sol em função da latitude.

Com os dados observados da temperatura média mensal, calculámos a evapotranspiração potencial para 25 estações onde, simultaneamente, temos dados de evaporação real.

2.2. DADOS DE REANÁLISE

Para caracterizarmos o estado da atmosfera, num determinado instante, é útil dispormos de dados de uma *análise*. Estes dados caracterizam-se pela sua coerência espacial e temporal permitindo um conhecimento da atmosfera.

Esta caracterização da atmosfera faz-se a partir de dados de variáveis meteorológicas, como a temperatura, a pressão, a humidade, *etc.*, em pontos distribuídos regularmente numa malha horizontal e a diferentes níveis de altura e recolhidos às 00, 06, 12 e 18 TMG.

Os *dados analisados* obtêm-se a partir de um complexo processo com observações distribuídas irregularmente no espaço e no tempo. Os dados são obtidos em estações meteorológicas em terra e em barcos, por radiosondagem, através de registos de satélites e de radares, *etc.*

O processo automatizado a partir do qual são obtidos os *dados analisados* utiliza dados observados e irregularmente espaçados. Este processo estima valores para todos os pontos de uma malha tridimensional que define a atmosfera. Os valores estimados são também denominados por dados de referência e, correspondem, normalmente, a dados previstos por um modelo de previsão denominado modelo de assimilação.

Nas últimas décadas, as técnicas de assimilação sofreram grandes alterações. Em 1954, as técnicas de ajuste polinomial de Gilchrist e Cressmann foram utilizadas para a parametrização inicial dos campos. Posteriormente recorreu-se aos modelos NMI (NMI - *Normal Mode Initialization*) que consideravam, as restrições impostas aos campos pelas equações físicas de balanço.

Normalmente, o modelo de assimilação é um modelo numérico utilizado nas previsões rotineiras do tempo meteorológico ou, um modelo de simulação de clima a longo prazo. Um modelo de assimilação é geralmente um modelo numérico de alta resolução, baseado nas equações que governam a atmosfera e com parametrizações de certos processos físicos como a convecção, a radiação, o ciclo hidrológico, a turbulência na camada limite planetária, a interação atmosfera-oceano, *etc.* Como consequência, o desempenho do modelo de assimilação depende do tempo de execução do modelo e das parametrizações. Estas devem garantir *a priori* que os campos de referência sejam fisicamente realistas, apesar da existência sistemática de lacunas de dados observados em certas áreas, relativamente a outras áreas com uma elevada densidade de dados.

Como consequência, a qualidade dos dados de análise gerados dia a dia depende do modelo de previsão utilizado. Como o decorrer do tempo cronológico foram-se introduzindo melhorias no código do modelo resultando que, num determinado período de tempo utilizaram-se diferentes modelos de assimilação.

Este facto é importante em estudos climatológicos, nomeadamente, em estudos de variabilidade já que, muito possivelmente uma parte importante da variabilidade obtida deve-se a modificações nas técnicas de assimilação e não a mudanças na própria circulação atmosférica.

Para alterar esta situação, a partir dos anos noventa empreenderam-se esforços no sentido de *reanalizar*, a partir de observações originais, os campos tridimensionais da circulação atmosférica, utilizando um sistema homogéneo de assimilação para todo o registo histórico e para o qual existe informação com densidade suficiente sobre a estrutura tridimensional da atmosfera.

Os *dados de reanálise* são o resultado desses esforços levados a cabo por diferentes centros como o NOAA-CIRES *Climate Diagnostics Center*, a NASA ou o CEPMPM. As diferenças entre os dados de reanálise produzidos por cada centro devem-se aos diferentes modelos de assimilação, às resoluções horizontal e vertical utilizados e ao período de anos reanalisados.

Neste estudo utilizámos os dados disponibilizados pelo NOAA-CIRES *Climate Diagnostics Center*, ou seja, os dados NCEP/NCAR Reanalysis 1. Estes dados, aos quais chamaremos, por uma questão de simplicidade, dados de reanálise compreende uma base de dados, com saídas diárias de 6 em 6 horas, de certas variáveis atmosféricas para 17 níveis como a precipitação, a temperatura, a intensidade e direcção do vento, a humidade relativa e específica, *etc.* desde 1948 até à actualidade. Contudo, os dados relativos ao período 1948-1957 são um pouco diferentes porque, nesta época, o modelo de assimilação debitava 8 saídas por dia.

Os dados de reanálise do NECP/NCAR à superfície cobrem uma área compreendida entre os 90°N e os 0°N de latitude e os 0°E e os 357,5°E de longitude, ou seja, constituem uma malha de 2,5° de latitude \times 2,5° de longitude (144 \times 73 pontos). Estes dados são considerados uma boa estimativa do estado tridimensional da atmosfera e estão disponíveis em servidores WEB, <http://www.cdc.noaa.gov/> e <http://www.cru.uea.ac.uk>.

No estudo da precipitação e da temperatura, com métodos clássicos e métodos multivariados, utilizámos dados que constituem uma subrede da rede original.

No estudo da precipitação utilizamos uma subrede da rede original cujo passo é de 1,875° de latitude e de 1,875° de longitude. Esta subrede é constituída 25 pontos entre 9,3750°W e 1,8750°E de longitude e 37,1422°N e 42,8564°N de latitude e cobre uniformemente a PI (figura 2.5 (a)). Com os valores diários de precipitação nestes pontos construímos as seguintes bases de dados: base de valores médios diários, base de valores médios decadais, base de valores mensais acumulados, base de valores sazonais acumulados e base de valores anuais acumulados. Estas bases de dados foram utilizadas no estudo da distribuição espacial das variáveis precipitação e temperatura com métodos clássicos e no estudo da variabilidade interanual e intranual com métodos multivariados.

Relativamente à temperatura utilizamos dados de uma subrede da rede original como é mostrado na figura 2.5 (b). Esta subrede é constituída apenas por 12 pontos entre 0,000° e 7,5° W de longitude e 37,5° e 42,5° N de latitude. Tal como para a precipitação procedemos à construção de diferentes bases de dados, a saber, base de dados da temperatura média diária, base de dados da média da temperatura decadal, base de dados da temperatura média de verão e base de dados da temperatura média anual. Estas bases de dados foram utilizadas no estudo da distribuição espacial das variáveis precipitação e temperatura com métodos clássicos e no estudo da variabilidade interanual e intranual com métodos multivariados.

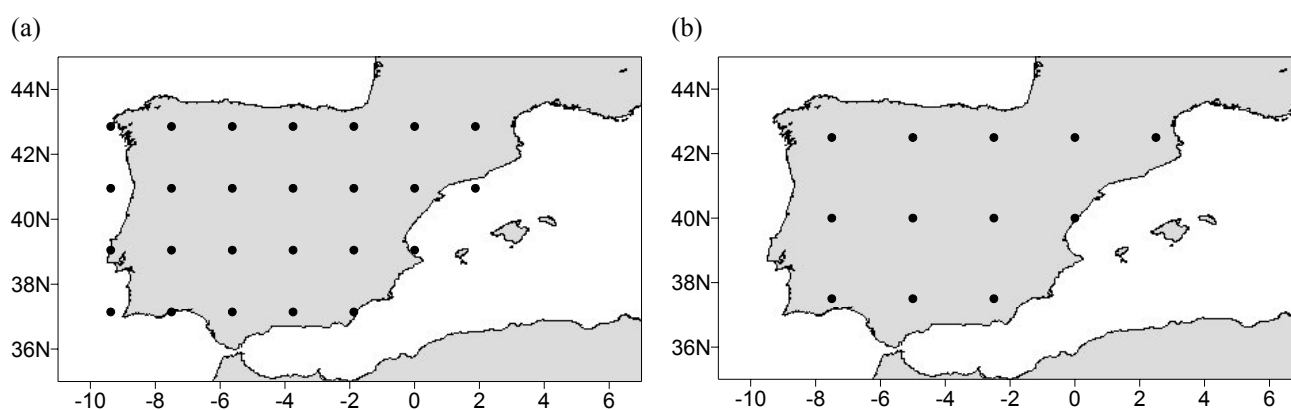


Figura 2.5 - Rede de dados de reanálise utilizados no estudo da: (a) precipitação no período 1957-2003; (b) temperatura no período 1957-1998

No estudo da variabilidade do fluxo de vapor de água utilizámos dados diários (quatro saídas por dia) do vento (componentes u e v) e de humidade específica (q), com uma malha gaussiana ($2,5^\circ \times 2,5^\circ$), em 8 níveis isobáricos (1000 hPa, 952 hPa, 850 hPa, 700 hPa, 600 hPa, 500 hPa, 400 hPa e 300 hPa).

2.3. ÍNDICES TELECONECTIVOS

Um dos objectivos deste estudo é encontrar uma explicação física para a variabilidade climática na área em estudo. Por este motivo, a utilização dos índices teleconectivos permitiu-nos estabelecer uma relação entre a variabilidade e as suas possíveis causas físicas.

Segundo Barnston e Livezey (1987), as flutuações climáticas de curto prazo à superfície são as que nos afectam directamente e, estão ligadas à variabilidade de baixa frequência das altas camadas da atmosfera (700 hPa e 500 hPa). Desta forma, os índices teleconectivos exprimem os modos da variabilidade da circulação geral da atmosfera. Está demonstrado que índices como o NAO, o EA e o SCAND (Zorita, 1992, Rodó, 1997, Rodríguez-Puebla, 1998, 2001) estão relacionados com a variabilidade climática no hemisfério norte e na PI.

As séries temporais dos padrões teleconectivos (NAO, EA, EA/JET, WP, EP, NP, PNA, EAWR e SCAND) utilizados neste trabalho foram obtidas na base de dados da NOAA-CIRES *Climate Diagnostics Center* (<http://www.cdc.noaa.gov/cgi-bin/DataAccess>) e correspondem a séries temporais construídas a partir de séries de anomalias mensais, de acordo com a metodologia de Barnston e Livezey (1987).

O NAO é um dos padrões mais conhecidos e que, indubitavelmente, está associado à variabilidade do clima do Hemisfério Norte. Este padrão atmosférico foi descoberto por Gilbert Walker (Walker, 1924; Walker e Bliss, 1932) e é uma oscilação meridional da massa atmosférica. Esta oscilação consiste num dipolo de anomalias de pressão com orientação norte-sul com um centro localizado na Islândia e o outro que se estende entre os 35°N e os 40°N, no Atlântico Norte.

Walker e Bliss (1932) definiram, inicialmente, o índice NAO como uma combinação linear das anomalias de temperatura e de pressão em sete estações de observação distintas.

Até aos finais dos anos setenta, o fenómeno ENSO (ENSO – *El Niño Southern Oscillation*) constituiu o centro de atenção da maioria dos estudos sobre variabilidade de baixa frequência enquanto que, o interesse científico pelo NAO surge com a publicação de um conjunto de artigos de van Loon e Rogers (van Loon e Rogers, 1978; Rogers e van Loon, 1979; Rogers, 1984, 1985). Nestes trabalhos, van Loon e Rogers apresentaram um estudo sobre as diferenças da temperatura de inverno na Gronelândia e no norte da Europa.

Rogers (1984) substitui o complicado índice NAO por uma anomalia de pressão, reduzida ao nível do mar, entre Ponta Delgada (Açores) e Akureyri (Islândia). Hurrell (1995, 1996) estendeu este índice a um período maior, usando dados de Lisboa (Portugal) e Stykkisholmur (Islândia).

Segundo Hurrell e van Loon (1995), o índice NAO tem um período de aproximadamente 10 anos e apresenta uma variabilidade inter-anual e inter-sazonal. Apresentamos, na figura 2.6, o espectro do índice NAO que obtivemos com os dados do *Climate Diagnostics Center*, aos quais aplicámos o método da FFT. É de salientar a presença de duas oscilações localizadas na zona das altas frequências, isto é, 2,4-2,6 anos e 4,2-9,2 anos.

Segundo Hurrell (1995), no inverno, o índice NAO exibe uma variabilidade inter-anual e inter-decadal significativa. Esta oscilação está associada a mudanças na localização e intensidade da corrente de jacto (*jet-stream*) do Atlântico Norte, a mudanças nas trajetórias dos centros

depressionários com modulação de larga escala dos padrões normais da temperatura zonal e meridional e com o transporte de humidade.

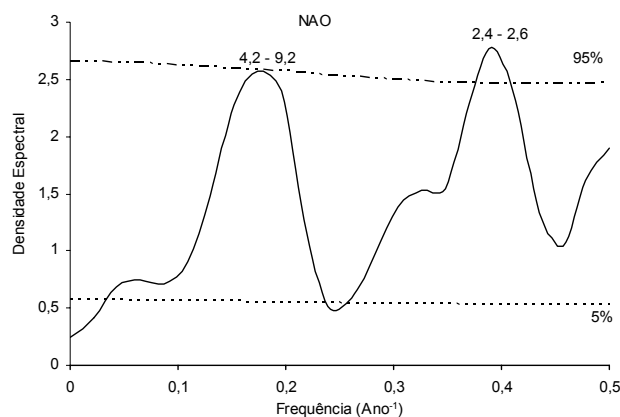


Figura 2.6 – Espectro do índice NAO

Este índice é caracterizado por duas fases. Na fase positiva, o índice NAO caracteriza-se por pressões abaixo do normal nas latitudes elevadas do Atlântico Norte e por pressões acima do normal nas latitudes médias do Atlântico Norte, da Europa Ocidental e no leste dos Estados Unidos da América (EUA – *Estados Unidos da América*). Como consequência, numa fase positiva da NAO, às latitudes médias, os ventos de oeste são intensificados. No norte da Europa e Escandinávia registam-se precipitações acima da média e, abaixo da média, no sul e centro da Europa. Também se registam temperaturas acima da média no norte da Europa e no leste dos EUA. Na Islândia e no sul da Europa registam-se temperaturas abaixo da média.

A fase negativa do índice NAO caracteriza-se por um padrão de anomalias oposto à fase positiva. Nesta fase, os padrões das anomalias de precipitação e temperatura invertem-se.

As investigações de Rogers (1984) documentam ainda a manifestação do índice NAO em camadas da atmosfera localizadas a 500 hPa.

Recentemente, Thompson e Wallace (1998) definiram a oscilação AO (*Arctic Oscillation*) como a primeira componente principal da pressão reduzida ao nível do mar. Esta oscilação caracteriza-se por um intercâmbio zonal de massa atmosférica entre o Ártico a latitudes médias. Durante o inverno, esta oscilação apresenta uma estrutura zonalmente simétrica, aumentando desde a superfície até à estratosfera. Na troposfera, a AO apresenta uma estrutura baroclínica, actuando sobre os grandes contrastes térmicos este-oeste nas zonas de elevada latitude no Hemisfério Norte.

Estes cientistas propõem chamar à oscilação AO *modo anelar*, dado que esta oscilação tem a forma de anel circundando todo o Hemisfério Norte (Thompson e Wallace, 2000).

A oscilação AO tem muitas das características do índice NAO assumindo este último um carácter mais regional. De outra forma, a AO explica o comportamento da pressão reduzida ao nível do mar em todo o Hemisfério Norte no entanto, o índice NAO só está definido no Atlântico Norte. Lee (2000) propõe que o índice NAO, oscilação definida somente para a área atlântica do Hemisfério Norte, constitua o modo dominante da oscilação AO (definida para todo o hemisfério).

Wallace e Gutzler (1981), além do índice NAO, definiram ainda, para a troposfera média do Atlântico Norte, os padrões EA (*East Atlantic Pattern*), WA (*West Atlantic Pattern*) e EU (*Eurasian Pattern*).

Posteriormente, Barnston e Livezey (1987) caracterizaram os principais modos de variabilidade de baixa frequência da circulação atmosférica a 700 hPa. Mas, segundo o *Climate Prediction Center*, os padrões que caracterizam a variabilidade do Atlântico Norte são o NAO, o EA, o EA/JET, o SCAND e o EAWR.

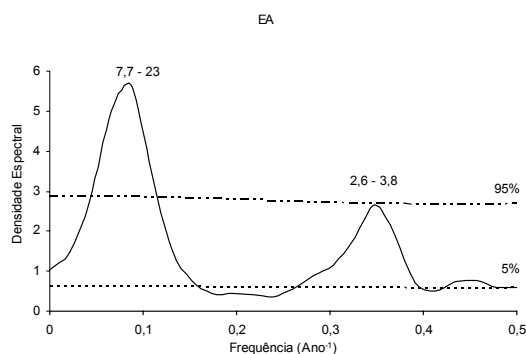


Figura 2.7 – Espectro do índice EA

Assim, o padrão EA caracterizado inicialmente por Wallace e Gutzler (1981) e definido por Barnston e Livezey (1987) é o segundo padrão mais importante depois do índice NAO. O EA apresenta uma estrutura similar à NAO mas, os seus centros de acção estão deslocados para SE, aparecendo em todos os meses do ano excepto entre Maio e Agosto.

A aplicação da análise espectral à série temporal deste índice revelou-nos duas importantes oscilações nos intervalos espectrais de 7,7-23 anos e 2,6-3,8 anos como mostra a figura 2.7.

O padrão EA/JET é o terceiro modo de variabilidade no Atlântico Norte e aparece entre Abril e Agosto. Um dos seus centros de acção localiza-se nas altas latitudes do Atlântico Norte oriental (Escandinávia) e o outro centro localiza-se no Norte de África (Mar Mediterrâneo), ou

seja, os centros de acção têm uma orientação norte-sul. A fase positiva deste padrão caracteriza-se por uma intensificação dos ventos do oeste nas latitudes centrais do Atlântico Norte oriental, enquanto que a fase negativa mostra uma configuração oposta associada a anticiclones de bloqueio sobre a Gronelândia e Grã-Bretanha.

A figura 2.8 mostra o espectro que obtivemos com o método da FFT para o índice EA/JET. Este índice caracteriza-se por apresentar oscilações nas janelas de 2-2,3 anos, de 2,7-4,2 anos e de 5,1-9,2 anos.

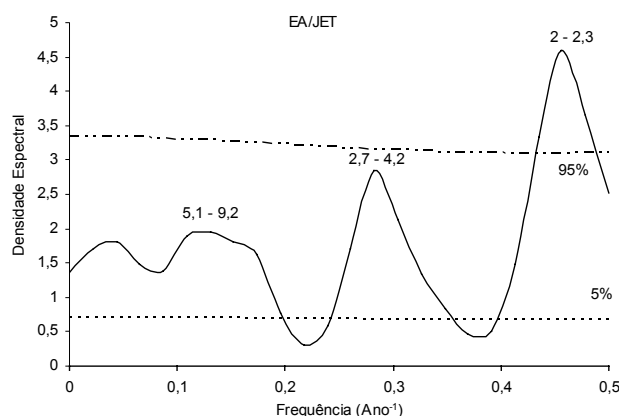


Figura 2.8 – Espectro do índice EA/JET

O SCAND aparece em todos os meses do ano, excepto entre Junho e Julho. Este padrão apresenta três centros de acção. O centro principal localiza-se no norte da Escandinávia e os outros dois centros de sinal contrário ao principal e de menor acção localizam-se sobre o oeste da Europa e Mongólia/oeste da China. A análise espectral, com a técnica FFT, revela as oscilações mostradas na figura 2.9.

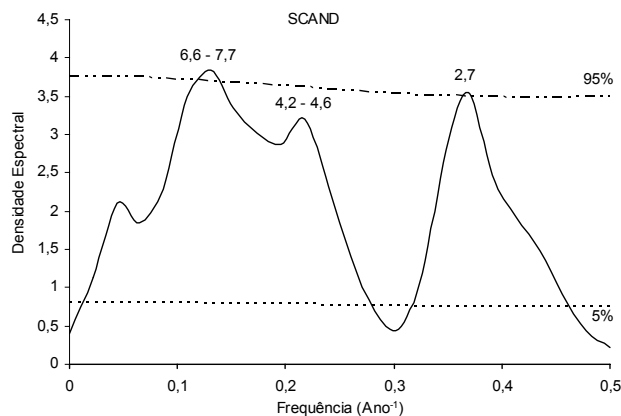
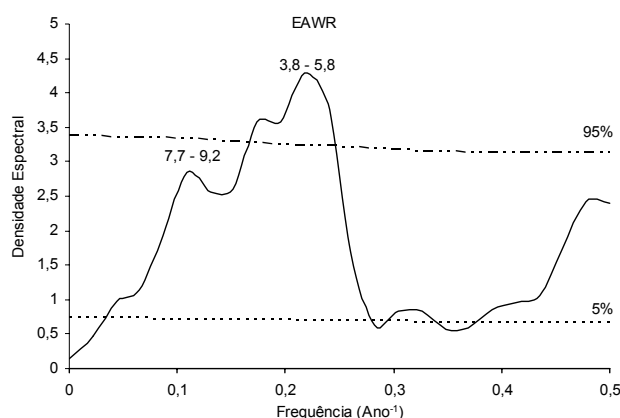


Figura 2.9 – Espectro do índice SCAND

Na fase positiva do SCAND verifica-se uma maior frequência de anticiclones de bloqueio sobre a Rússia ocidental e Escandinávia. A fase negativa está associada a anomalias negativas do geopotencial sobre aquelas regiões.

Finalmente, o padrão EAWR aparece em todos os meses do ano, excepto durante o período de Junho a Agosto. No inverno, os seus centros de acção localizam-se sobre o Mar Cáspio e a oeste da Europa, comprimindo o padrão EA. Durante a primavera e o outono, este padrão apresenta três células: dois centros de acção, de sinal oposto, sobre o oeste-noroeste da Rússia e sobre o noroeste da Europa, o terceiro centro, com o mesmo sinal do localizado sobre a Rússia, na primavera encontra-se sobre a costa portuguesa e no outono deslocaliza-se para a Terranova.

Na figura 2.10 mostramos o espectro obtido por aplicação do método FFT aplicado à série temporal deste índice.

**Figura 2.10 – Espectro do índice EAWR**

2.4. DADOS EM FALTA

Relativamente aos dados observados, apesar de termos eliminado as estações com um número de dados mensais em falta superiores a 5% do comprimento total da respectiva série, é inevitável que, ainda assim existam dados em falta. Consequentemente, foi necessário ultrapassar

esta deficiência dado que os métodos utilizados neste estudo requerem séries de valores igualmente espaçados.

A literatura existente propõe-nos diferentes métodos para a substituição de valores em falta nas séries, como por exemplo, os métodos propostos por Karl e Willians (1987), Young (1992), Rhoades e Salinger (1993), Peterson e Easterling (1994), e Easterling e Peterson (1995, 1996).

Neste trabalho substituímos os dados em falta por valores obtidos com uma regressão linear múltipla, cujos coeficientes se calcularam de forma independente para cada mês (Rodríguez-Puebla *et al.*, 1998; Saénz J, 2000; Saénz J *et al.*, 2001). O método de substituição que utilizamos dos é idêntico ao proposto por Easterling *et al.* (1996). Desta forma, o valor em falta é substituído por um obtido, na mesma data, a partir dos dados observados nas estações mais próximas. Este método é mais adequado do que o substituir o valor em falta pelo valor médio obtido nessa localização uma vez que, o dado em falta é substituído por um mais verosímil reflectindo uma maior fidelidade do comportamento das séries.

2.5. AGRUPAMENTO DE DADOS

Como já foi referido, os dados observados que utilizámos no nosso estudo são dados mensais. Após a substituição de valores em falta, agrupámos os dados de uma forma sazonal.

Na realidade, as séries sazonais são constituídas por dados agrupados em períodos que correspondem aproximadamente às estações astronómicas. Os motivos que nos levaram a fazer uma análise com dados com um agrupamento do tipo sazonal são:

(i) as diferentes variáveis meteorológicas, como a precipitação, a temperatura, a evaporação caracterizam-se pelos respectivos ciclos sazonais, ou seja, comportam-se de uma forma distinta nas diferentes estações astronómicas. Este conhecimento empírico perdura desde a antiguidade;

(ii) os factores de forçamento externo de uma determinada variável são constantes durante o período de tempo que dura uma estação astronómica e dependem da respectiva estação astronómica;

(iii) numa estação astronómica é possível detectar com clareza os sinais de variabilidade climática. Desta forma, obtemos padrões claramente diferenciados uns dos outros, o que nos permite uma melhor clarividência na interpretação dos resultados.

Neste estudo, agrupámos ainda os dados de uma forma anual para analisarmos a variabilidade interanual.

No caso da precipitação e da evaporação, as séries analisadas são séries de valores acumulados no inverno. Isto é, é o total da precipitação ou evaporação acumulada no mês de Dezembro do ano precedente e nos meses de Janeiro e Fevereiro do ano em estudo. As séries sazonais da temperatura, séries de temperatura média no verão são a média das temperaturas obtidas durante os meses de Junho, Julho e Agosto.

3 – ANÁLISE PRÉVIA DOS DADOS

SUMÁRIO – Um dos pressupostos requeridos, em quase todos os estudos de climatologia, é o de homogeneidade das séries de dados utilizados. Por este motivo, neste capítulo apresenta-se sumariamente os testes que nos permitiram fazer uma análise de homogeneidade das séries de dados observados, bem como, os resultados obtidos com os testes de Wald-Wolfowitz e de Mann-Kendall. Apresentamos ainda uma descrição das características dos dados utilizados, no âmbito da climatologia clássica.

3.1. HOMOGENEIDADE DAS SÉRIES

Em estudos de variabilidade climática, o objectivo é detectar o *signal* que está misturado com os erros cometidos habitualmente na recolha dos dados observados. Por este motivo, é necessário fazer previamente uma análise de homogeneidade das séries de dados.

No caso da climatologia, os erros cometidos experimentalmente são agravados pois, os dados são tomados ao longo de um longo período de anos (nunca inferior a 30 anos), por diferentes observadores, com diferentes métodos, com mudanças na localização da estação onde se faz a recolha de dados, com mudança de instrumentos, com alterações na calibração dos instrumentos, *etc.* A informação detalhada relativamente a estes aspectos relacionados com os dados denomina-se de *meta-informação*.

Assim, uma série diz-se homogénea se os dados são tomados de uma forma consistente relativamente ao método de medida, com a mesma instrumentação, com instrumentos em perfeitas condições, no mesmo lugar e no mesmo horário. Isto é, a série de dados deve reflectir a variabilidade natural do sistema climático.

A não homogeneidade dos dados pode estar relacionada com características como a tendência e a correlação serial, podendo o carácter aleatório simples das séries ser obtido por eliminação daquelas. Contudo, a tendência é uma parte real do *signal* que pretendemos analisar, por isso não podemos simplesmente eliminá-la das séries.

Este aspecto é complexo, pois não é possível identificar de forma precisa a variabilidade natural do clima sem previamente eliminarmos os efeitos induzidos pela não homogeneidade das séries originais e, simultaneamente, não existe qualquer procedimento para a reconstrução de séries não homogéneas.

Paralelamente é inexistente, ou de difícil acesso, a informação relativa a aspectos como a recolha e a compilação dos dados (*meta-informação*), o que dificulta ainda mais a análise da homogeneidade das séries.

Por estes motivos, é necessário empregar métodos que permitam não só detectar as características não homogéneas das séries, mas também, corrigi-las e aproximá-las de séries

homogéneas. Não podemos, no entanto, esquecer que neste processo é impossível recuperar a informação perdida pela indisponibilidade da *meta-informação*.

Matematicamente não é fácil determinar na série, os instantes em que ocorreram mudanças induzidas quer pela variabilidade natural do sistema, quer pelas mudanças devido à instrumentação. Também não podemos esquecer, a existência de um ciclo anual que não tem sempre a mesma intensidade e, conseqüentemente, o termo de correcção a aplicar não é igual para todos os meses do ano. Além destes factos, também não é fácil separar uma descontinuidade abrupta das componentes de alta frequência com diferentes intensidades presentes nas séries.

Por todos estes motivos, os métodos gráficos tradicionais foram substituídos por métodos estatísticos como o de Wald-Wolfowitz (Sneyers, 1990). Este teste (ensaio de correlação serial) e o teste de Mann-Kendall (ensaio de tendência) são aconselhados pela WMM (ver Sneyers, 1990) para testar o carácter aleatório simples das séries de dados.

Segundo Gossens e Berger (1986), o teste de Mann-Kendal é o método mais apropriado para analisar mudanças climáticas em séries e permite, também, a detecção e localização aproximada do ponto inicial de tendência.

Neste trabalho utilizámos o teste de Wald-Wolfowitz e o teste de Mann-Kendal para analisar a homogeneidade (ou o carácter aleatório simples) das séries de dados. No entanto, a análise de homogeneidade foi feita apenas para as séries de dados observados obtidas no INAG, no IM e no seu congénere espanhol. A hipótese de aleatoriedade não foi testada para as restantes séries de dados já que, previamente à sua divulgação, os seus autores (neste caso, o *Climate Diagnostics Center*) procederam à respectiva correcção.

Na secção seguinte apresentamos sumariamente o fundamento teórico dos testes de análise.

3.2. TESTE DE WALD-WOLFOWITZ

Considere-se uma série $\{x_i\}$ constituída por N elementos. A série original é substituída por uma nova série de valores $\{y_i\}$. Os valores desta nova série são os números de ordem que ocupavam os valores originais quando organizados por ordem crescente.

A partir desta nova série $\{y_i\}$ determina-se a média aritmética, \bar{y} em que $\bar{y} = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N y_i$ e, a série de anomalias, $\{y'_i\}$ tal que, $y'_i = y_i - \bar{y}$.

A quantidade r é a estatística do teste com $r = \frac{R_{ww}}{S_{ww}}$ sendo $R_{ww} = \sum_{i=1}^N y'_i y'_{i+1}$ e

$$S_{ww} = \sum_{i=1}^N y'^2_i .$$

Para grandes valores de N , aceitando como verdadeira a hipótese nula, a lei de distribuição da estatística do teste é aproximadamente normal. Nestas condições, a média e a variância desta distribuição são definidas respectivamente como,

$$E(r) = -\frac{1}{n-1} \quad (3.1)$$

e

$$Var(r) = \frac{1}{n-1} . \quad (3.2)$$

Para compararmos a estatística do teste com a lei de distribuição normal é preferível padronizar a variável r de acordo com a seguinte relação,

$$u(r) = \frac{r - E(r)}{\sqrt{Var(r)}} = \frac{1 + r(n-1)}{\sqrt{n-1}} . \quad (3.3)$$

Consultando uma tabela de distribuição normal, o nível de rejeição é $u_L = 1,645$ para o nível de significância $\alpha = 0,05$.

A correlação serial é estatisticamente significativa, se a hipótese nula for rejeitada dado que a estatística do teste r é equivalente à correlação serial da série transformada. Então, se verificarmos que $u(r) > u_L$, a hipótese nula é rejeitada ao nível de significância de 5%.

3.3. TESTE DE MANN-KENDALL

A tendência de uma série pode revelar um comportamento de baixa frequência. A aplicação do teste de Mann-Kendall indica este tipo de persistência, permitindo determinar a partir de quando

a tendência se manifestou. Parra *et al.* (1995) aplicaram este método para investigarem as tendências evolutivas da temperatura numa região localizada no nordeste de Espanha.

O teste de Mann-Kendall foi inicialmente proposto por Sneyers (1990) e baseia-se na hipótese de estabilidade de uma série temporal. Isto é, considera-se que a sucessão de valores ocorre de forma independente e a distribuição de probabilidade é sempre a mesma (série aleatória simples). Moraes *et al.* (1995) fazem uma descrição detalhada deste teste.

O teste de Mann-Kendall supõe a existência de uma série temporal X_i de N elementos tal que, $1 \leq i \leq N$. Inicialmente determina-se, para cada elemento X_i da série, o número m_i de elementos X_j que o precedem ($j > i$) tais que $X_j < X_i$. Depois calcula-se o parâmetro de Kendall, ou seja, o valor da soma t_n ,

$$t_n = \sum_{i=1}^n m_i. \quad (3.4)$$

Aceitando como verdadeira a hipótese nula (H_0), isto é, a série não tem tendência, então, para um grande número de elementos N t_n é descrita por uma distribuição normal, de média

$$E(t_n) = \frac{N(N-1)}{4} \quad (3.5)$$

e variância

$$Var(t_n) = \frac{N(N-1)(2N+5)}{72}. \quad (3.6)$$

Os valores da estatística do teste são dados por,

$$u(t) = \frac{t_n - E(t_n)}{\sqrt{Var(t_n)}}. \quad (3.7)$$

O valor do nível de rejeição, u_l , para o nível de significância $\alpha = 0,05$, é obtido por consulta a uma tabela de distribuição normal. Neste caso, $u_l = 1,960$ e verifica-se a seguinte relação:

$$0.05 = P(|u(t)| > u_L). \quad (3.8)$$

O sinal da estatística do teste, $u(t)$, indica se a tendência é positiva estatisticamente significativa ($u(t) > u_L$) ou negativa estatisticamente significativa ($u(t) < u_L$).

No caso de tendência estatisticamente significativa, o teste de Mann-Kendall pode ser aplicado à série inversa para determinar a partir de quando a tendência se manifestou. Neste caso, calcula-se para cada elemento o número de elementos m'_i da série X_j , tal que $X_i > X_j$ com $i < j$. Para a série inversa, os valores de $u'(t)$ são dados por:

$$u'(d_i) = -u(d'_i). \quad (3.9)$$

A intersecção das curvas $u(t)$ e $u'(t)$ corresponde ao ponto de mudança, caso ocorra dentro dos limites do intervalo de confiança.

3.4. RESULTADOS DA ANÁLISE DE HOMOGENEIDADE DAS SÉRIES

O carácter aleatório simples das séries de dados observados foi investigado com os testes anteriormente descritos. Sempre que a hipótese nula era rejeitada simultaneamente, nos dois testes, procedemos à homogeneização das séries.

O método escolhido para a homogeneização foi a extracção da tendência linear, estimada pelo método dos mínimos quadrados. Às séries homogeneizadas aplicaram-se novamente os testes de Wald-Wolfowitz e de Mann-Kendall para verificação do carácter aleatório simples das mesmas.

3.4.1. PRECIPITAÇÃO

Precipitação anual acumulada

No caso da precipitação anual acumulada verifica-se que 16,4% das séries apresentam correlação serial. Apenas a série de Ávila tem tendência crescente estatisticamente significativa e, as séries de Alicante, Almeria, Bilbao, Navarra e Santander têm tendência negativa estatisticamente significativa (Tabela C.1 do Apêndice C).

A aplicação destes dois testes permitiu-nos concluir que as séries de precipitação anual acumulada de Ávila, Bilbao e Santander não estão em conformidade com o modelo aleatório simples.

Precipitação de inverno

Das séries analisadas verificámos que as séries de Almeria, Navarra, S. Sebastián e Santander apresentam correlação serial estatisticamente significativa. Relativamente à tendência, as séries de Bilbao, Navarra, Santander e Vitória revelaram tendência estatisticamente significativa (Apêndice C e Tabela C.I).

Segundo as observações de Rodrigo *et al.* (2000), a complexa distribuição espacial da precipitação e a sua elevada variabilidade temporal não permitem vislumbrar uma tendência geral definida, o que está de acordo com os resultados obtidos com o teste de Mann-Kendall para as séries de precipitação.

De acordo com os resultados obtidos com os dois testes, só as séries de precipitação acumulada de inverno de Navarra e Santander não são aleatórias simples.

3.4.2. TEMPERATURA

Temperatura média anual

Relativamente às séries de temperatura média anual, a aplicação do teste de Wald-Wolfowitz revela que apenas 15% das séries analisadas não apresenta correlação serial estatisticamente significativa (Tabela C.2 do Apêndice C).

Os resultados obtidos com o teste de Mann-Kendall indicam que 68% das séries analisadas apresentam uma tendência positiva estatisticamente significativa e a série de Gijón caracteriza-se por uma tendência negativa estatisticamente significativa (Tabela C.2 do Apêndice C). Estes resultados confirmam que, a temperatura média anual apresenta uma tendência crescente nomeadamente desde meados dos anos 70 do século XX (Castro-Díez *et al.*, 2002).

Com a aplicação dos testes de homogeneidade às séries de temperatura média anual concluímos que 24 séries, das 40 analisadas, não estavam de acordo com o modelo aleatório simples.

Temperatura média de verão

Os resultados dos parâmetros estatísticos $u(r)$ e $u(t)$ para as séries da temperatura média de verão mostram que, contrariamente ao caso anterior, 33% das séries são exceção à hipótese de homogeneidade. Assim, 48% das séries analisadas têm tendência positiva estatisticamente significativa e 3% apresentam tendência negativa estatisticamente significativa. A correlação serial está presente em 43% das séries analisadas.

Os testes de Wald-Wolfowitz e de Mann-Kendall aplicados às séries de temperatura média de verão revelam que 68% das séries estão em conformidade com o modelo aleatório simples.

3.4.3. EVAPORAÇÃO

Evaporação anual

A aplicação do teste de Mann-Kendall às séries de valores anuais acumulados evidencia claramente uma forma de persistência: a correlação serial. Os resultados obtidos com este teste indicam que, somente para a série de Huesca esta persistência não é significativa.

Relativamente à outra forma de persistência, a tendência, o teste de Wald-Wolfowitz indica que 69% das séries analisadas apresenta tendência negativa estatisticamente significativa (Tabela C.3 do Apêndice C).

Estes resultados mostram que apenas 12 séries, das 39 analisadas, são aleatórias simples.

Evaporação de verão

No que diz respeito às séries de evaporação acumulada no verão, em conformidade com os resultados anteriores, apenas as séries Soria e Tortosa não apresentam correlação serial estatisticamente significativa. Por outro lado, os resultados do teste de tendência mostram que destas duas séries apenas a de Soria não apresentam uma tendência estatisticamente significativa. Das séries analisadas, 15 caracterizam-se por uma tendência negativa estatisticamente significativa e 9 apresentam uma tendência positiva estatisticamente significativa.

Após o diagnóstico sobre estas duas formas de persistência nas séries da precipitação, temperatura e evaporação, procedemos à respectiva homogeneização das mesmas. A homogeneização consistiu na padronização das séries, isto é, aos valores de cada série foi-lhe

subtraída a média e o resultado obtido foi dividido pelo desvio padrão. Desta forma, os valores iniciais das séries foram substituídos pela respectiva anomalia padronizada.

Após este procedimento, as novas séries foram submetidas novamente aos testes de homogeneidade. A padronização das séries foi necessária para a aplicação do método das componentes principais com rotação.

3.5. CARACTERÍSTICAS DESCRITIVAS E DISTRIBUIÇÃO ESPACIAL DOS DADOS

Do ponto de vista da climatologia clássica, a análise de dados tem como objectivos descrever os dados e verificar se reúnem as condições requeridas pelos métodos que irão posteriormente ser aplicados. Embora este trabalho não se enquadre na denominada climatologia clássica é necessário examinar previamente as propriedades dos dados para adquirir um conhecimento básico sobre os mesmos.

Esta análise prévia revelou-nos aspectos importantes das séries de dados e assegurou a fiabilidade dos resultados obtidos com os outros métodos de análise e facilitou a interpretação dos mesmos.

Os métodos estatísticos para análise prévia das séries de dados são inúmeros. A escolha dos métodos depende das variáveis climáticas a analisar e da utilização final da informação que se vai obter. É pois, necessário conhecer os dados que dispomos e também a matemática subjacente aos métodos.

Neste estudo não é apresentada, de uma forma minuciosa, a fundamentação teórica dos métodos estatísticos clássicos sendo apenas abordado os aspectos mais relevantes. A formulação matemática das técnicas utilizadas pode ser encontrada em Ardanuy e Soldevilla (1992), e Albajar e Martín (1998).

A distribuição espacial das diferentes variáveis analisadas é acompanhada pela representação dos respectivos coeficientes de variação. O coeficiente de variação é uma medida de dispersão e tem como objectivo descrever a variabilidade das observações. Neste caso, o coeficiente de variação dá-nos informação acerca da representatividade do valor médio, isto é, elucida-nos se os dados estão ou não próximos do valor médio.

O coeficiente de variação, $CV = \frac{s}{|\bar{x}|}$, define-se a partir de outras duas medidas, uma de localização (a média que é uma medida de tendência central, $\bar{x} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^m x_i$) e outra de dispersão (a variância, $s = \sqrt{S^2}$ e $S^2 = \frac{\sum_i (x_i - \bar{x})^2}{n}$).

No apêndice B apresentamos os valores dos coeficientes de assimetria obtidos para as diversas séries de dados. Estes coeficientes informam-nos acerca da forma da distribuição dos dados. Assim, uma distribuição diz-se assimétrica quando o centro de equilíbrio está deslocado à direita ou à esquerda da média. Ou seja, a distribuição é simétrica quando $\gamma_1 = 0$. Se $\gamma_1 > 0$, a distribuição é assimétrica positiva (ou assimétrica pela direita). No caso de $\gamma_1 < 0$, a distribuição diz-se assimétrica negativa (ou assimétrica pela esquerda). Em todos os casos, $\gamma_1 = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N \left(\frac{x_i - \bar{x}}{\sigma} \right)^3$.

Nas Tabelas do Apêndice B também figuram os valores obtidos para o coeficiente de achatamento das diversas séries. O coeficiente de achatamento ou curtose ($\gamma_2 = \left\{ \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N \left(\frac{x_i - \bar{x}}{\sigma} \right)^4 \right\}$) é uma medida do grau de achatamento da curva do histograma de uma dada distribuição relativamente à curva normal. Assim, quando $\gamma_2 = 0$, a distribuição diz-se mesocúrtica ou normal; se $\gamma_2 < 0$, a distribuição diz-se platicúrtica ou achatada; se $\gamma_2 > 0$, a distribuição diz-se leptocúrtica ou pontiaguda.

3.5.1. PRECIPITAÇÃO

A figura 3.1 representa o campo da precipitação média anual e o respectivo coeficiente de variação obtidos com os dados observados e os dados de reanálise.

Da análise da figura 3.1(a), numa escala de conjunto, ressalta que a precipitação anual diminui de norte para sul e de oeste para leste. Mas uma análise mais pormenorizada revela uma PI retalhada em sectores caracterizados por diferentes regimes de precipitação. Assim, o norte e noroeste da península são os sectores que recolhem a maior quantidade de precipitação, com valores entre os 800 mm e os 2000 mm.

Uma vasta zona central na PI, compreendida entre as planícies das Mesetas, a bacia do Ebro, a depressão do Guadalquivir e a região sul mediterrânica, define outro sector, onde a quantidade de precipitação recolhida está compreendida entre os 600 mm e os 400 mm.

A costa sudeste de Espanha (províncias de Almería, Múrcia, Granada e Alicante) é onde ocorrem os mínimos de precipitação, definindo uma zona com características semi-desérticas. No interior peninsular, encontramos outros sectores onde as precipitações tendem a ser escassas, com valores inferiores a 400 mm.

Notemos ainda a semelhança entre os mapas representados pelas figuras 3.1 (a) e 3.1 (b) apesar das malhas utilizadas na sua elaboração serem bastante distintas. Em ambos os mapas, as precipitações mais abundantes e mais escassas são registadas nas mesmas zonas da península.

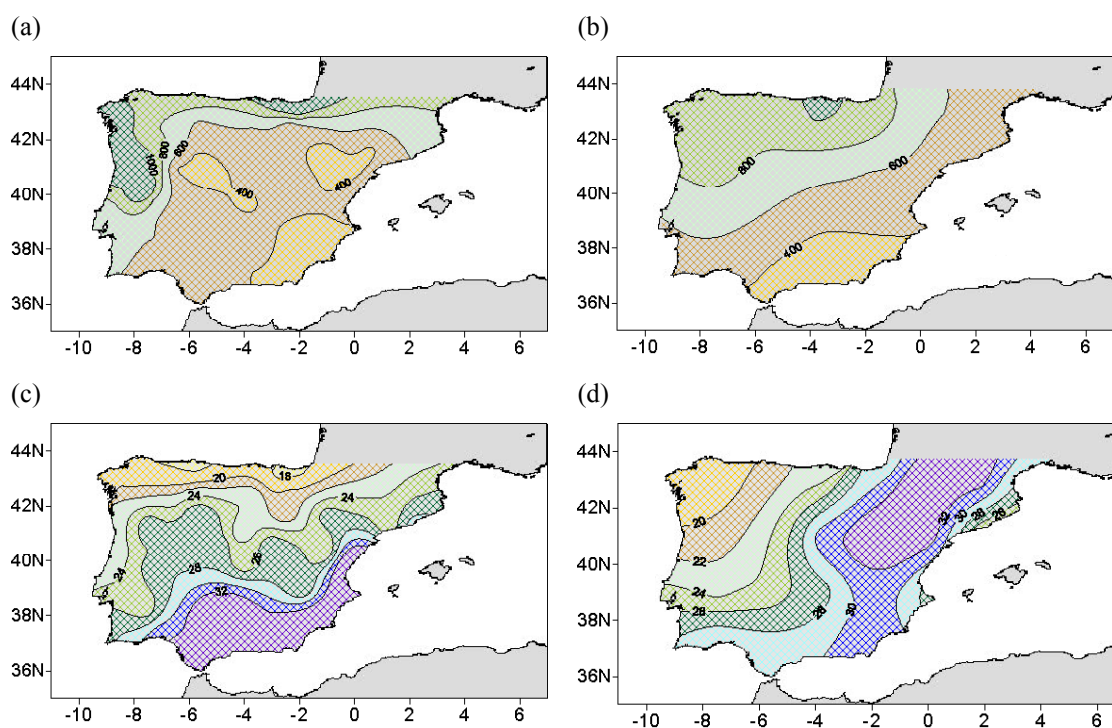


Figura 3.1 - Precipitação média anual acumulada, no período 1958-2003: (a) Distribuição espacial (mm) para dados observados; (b) Distribuição espacial (mm) para dados de reanálise. As isolinhas estão traçadas com um intervalo de 200 mm. (c) Coeficiente de variação (%) para dados observados; (d) Coeficiente de variação (%) para dados de reanálise. As isolinhas estão traçadas com um intervalo de 2.0 %.

Os valores mais elevados do coeficiente de variação registam-se no sul e sudeste peninsular e os menores são característicos do norte, para os dados observados. Este facto era esperado dadas as características climáticas da PI.

No caso dos dados de reanálise, a variação da precipitação anual acumulada é maior numa região com orientação norte-sudoeste localizada na província de Aragão. Os menores valores da variação da precipitação ocorrem numa região localizada no extremo norte ocidental (região da Galiza).

A distribuição espacial da precipitação acumulada nos meses de inverno está representada nas figuras 3.2(a) 3.2(b) para dados observados e para dados de reanálise, respectivamente. Esta configuração mostra que, durante os meses de inverno, é novamente a costa norte ocidental portuguesa, costa norte (Galiza) e a costa cantábrica que recolhem a maior quantidade de precipitação, com valores superiores a 350 mm. Na região sudeste peninsular, a precipitação invernal é bastante escassa com valores inferiores a 100 mm.

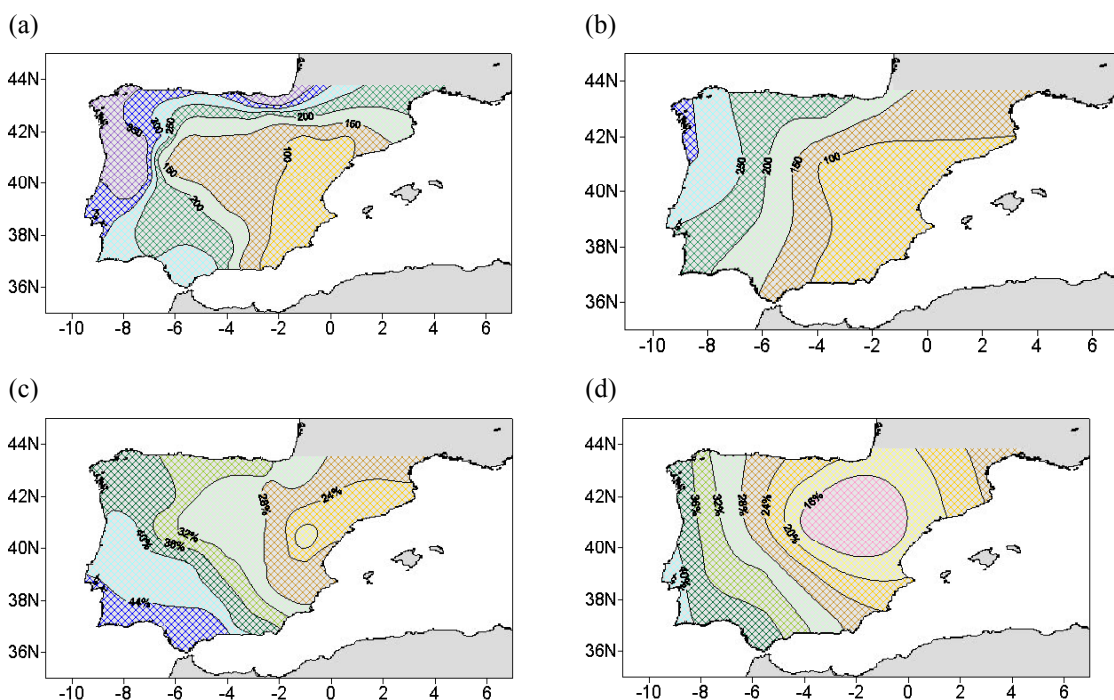


Figura 3.2 – Precipitação média de inverno, no período 1958-2003: (a) Distribuição espacial (mm) para dados observados; (b) Distribuição espacial (mm) para dados de reanálise; (c) Percentagem de precipitação registada nos meses de inverno para dados observados; (d) Percentagem de precipitação registada nos meses de inverno para dados de reanálise. As isolinhas estão traçadas com um intervalo de 2.0%.

É ainda de salientar que nas figuras 3.2(a) e 3.2(b), as zonas que recebem a menor e a maior quantidade de precipitação são o sudeste mediterrânico e a costa norte ocidental, respectivamente.

A figura 3.2(c) representa a distribuição espacial da percentagem de precipitação registada nos meses de inverno. Esta grandeza informa-nos acerca de como a precipitação está repartida pelas estações astronómicas. Verificamos que, durante os meses de inverno (Dezembro, Janeiro e Fevereiro), a região da Catalunha recolhe cerca de 25% da precipitação total anual. No sudoeste peninsular, a precipitação invernal concentra cerca de 40% da precipitação total anual.

As características descritivas mais importantes dos dados relativos às séries de precipitação encontram-se na Tabela B.1 do apêndice B.

3.5.2. TEMPERATURA

A distribuição espacial da temperatura média anual obtida com os dados observados e os de reanálise está representado na figura 3.3(a) e 3.3(b), respectivamente. Na região em estudo verifica-se que, a temperatura média anual diminuiu do litoral para o interior e aumenta do norte para sul. Observa-se ainda um contraste entre as regiões mais elevadas e setentrionais e as mais baixas e meridionais, revelando a dependência desta grandeza com a altitude e proximidade com o oceano Atlântico Norte e mar Mediterrânico.

A temperatura média anual mais elevada regista-se no litoral mediterrânico oriental (na costa de Almeria, a temperatura é superior a 17° C) e na costa sul mediterrânica. A temperatura média anual mais baixa (valores inferiores a 12° C) regista-se no interior da Península.

A diferença de temperatura média anual, na costa setentrional e meridional da PI, é aproximadamente 4° C, pressupondo a existência de um gradiente latitudinal de aproximadamente 1° C/200 Km.

A maior variabilidade da temperatura média anual regista-se no interior da península. Esta grandeza apresenta uma maior homogeneidade anual em todo o litoral peninsular o que se deve ao papel moderador desempenhado pelo oceano Atlântico e mar Mediterrânico.

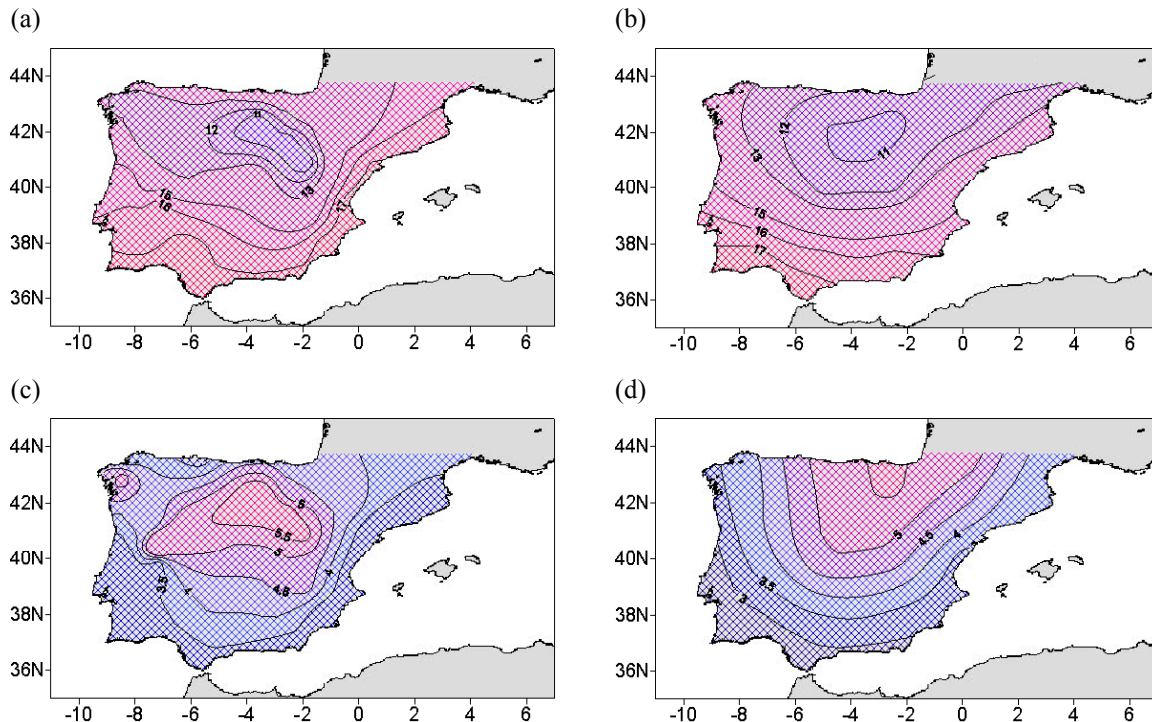


Figura 3.3 - Temperatura média anual, no período 1958-1997: (a) Distribuição espacial ($^{\circ}\text{C}$) para dados observados; (b) Distribuição espacial ($^{\circ}\text{C}$) para dados de reanálise. As isolinhas estão traçadas com um intervalo de 1°C . (c) Coeficiente de variação (%) para dados observados; (d) Coeficiente de variação (%) para dados de reanálise. As isolinhas estão traçadas com um intervalo de 0.5%

A temperatura média de verão está representada na figura 3.4(a) e 3.4(b). Da análise desta figura é de salientar que, a isotérmica de 20°C divide a Península em duas regiões, a região norte onde se registam as temperaturas médias de verão mais baixas e, a zona sul caracterizada por temperaturas mais elevadas. Assim, a isotérmica de 19°C engloba sectores localizados na costa setentrional peninsular e na costa norte ocidental atlântica enquanto que, a isotérmica de 18°C só aparece na Cordilheira Cantábrica. A isotérmica de 24°C atravessa uma vasta área localizada no sul da península. A distribuição espacial da variabilidade interanual está representada nas figuras 3.4(c) e 3.4(d). O coeficiente de variação aumenta de norte para sul verificando-se que a costa mediterrânica apresenta coeficientes de variabilidade superiores a 30% e a costa norte peninsular caracteriza-se por registar os mais baixos coeficientes de variabilidade interanual.

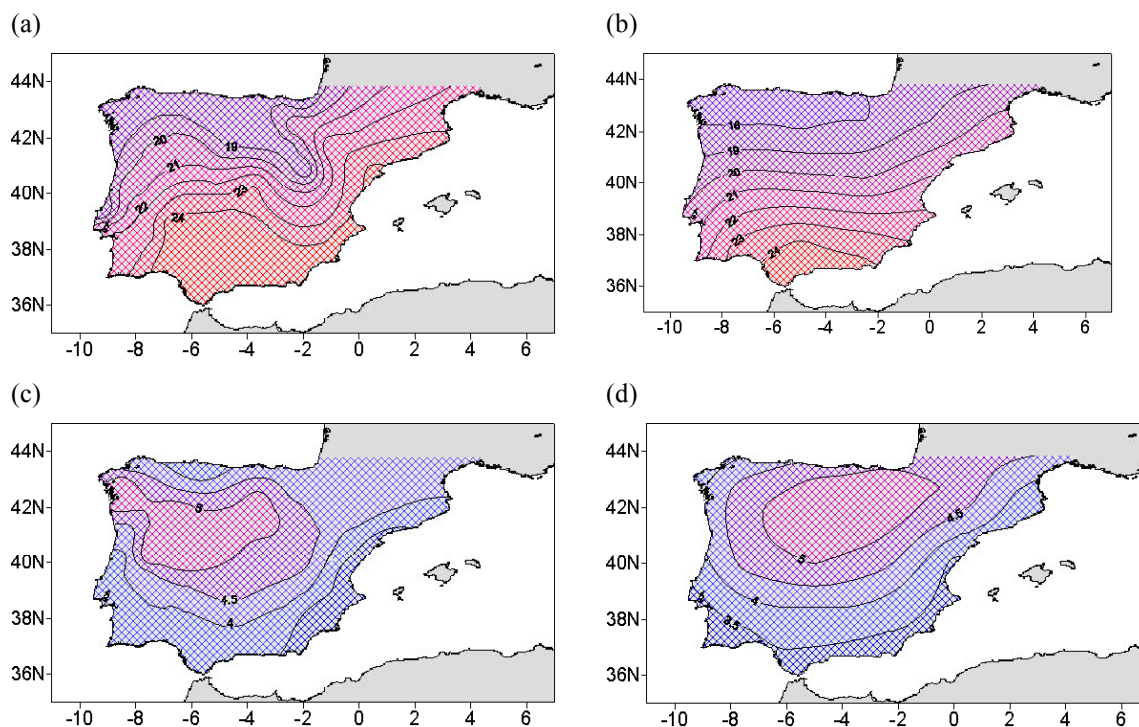


Figura 3.4 - Temperatura média de verão, no período 1958-1997: (a) Distribuição espacial ($^{\circ}\text{C}$) para dados observados; (b) Distribuição espacial ($^{\circ}\text{C}$) para dados de reanálise. As isolinhas estão traçadas com um intervalo de 1°C . (c) Coeficiente de variação (%) para dados observados; (d) Coeficiente de variação (%) para dados de reanálise. As isolinhas estão traçadas com um intervalo de 0.5°C

Da análise da figura 3.4 ressalta a semelhança das configurações obtidas com os dados observados e os dados de reanálise.

Na Tabela B.2 do apêndice B apresentamos algumas das características mais importantes dos dados relativos às séries de temperatura.

3.5.3. EVAPORAÇÃO

Na figura 3.5 apresentamos a distribuição da evaporação acumulada anualmente e no verão, no período 1957-1998, para a rede de estações que seleccionamos para o estudo da evaporação.

A evaporação anual apresenta dois máximos localizados no interior sul e no interior nordeste da península. Nestas duas regiões a evaporação é superior a 1600 mm por ano. Na região norte da península, a evaporação anual regista os valores mínimos, inferior a 1100 mm por ano.

A distribuição espacial da evaporação acumulada durante os meses de verão é bastante idêntica à da evaporação anual. Isto é, os máximos ocorrem no interior sul e no interior nordeste da PI, com valores superiores a 700 mm. O mínimo da evaporação, que ocorre no verão, é registado numa região localizada no norte da península.

O coeficiente de variação da evaporação anual e sazonal é máximo no interior e no sudoeste da península. A evaporação é mais homogénea espacialmente numa pequena área localizada no sul, na província da Andaluzia.

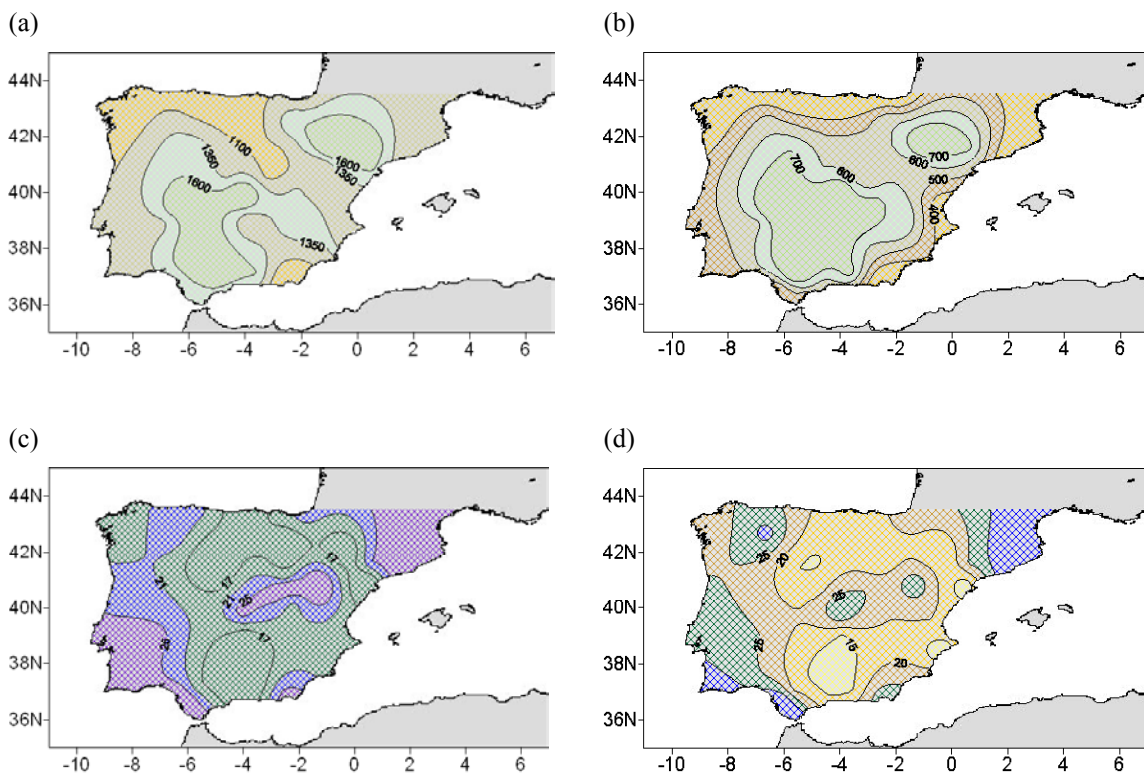


Figura 3.5 - Evaporação acumulada, no período 1957-1998: (a) Distribuição espacial da evaporação média anual (mm). As isolinhas estão traçadas com um intervalo de 250 mm. (b) Distribuição espacial da evaporação média de verão (mm). As isolinhas estão traçadas com um intervalo de 100 mm. (c) Coeficiente de variação da evaporação média anual (%); (d) Coeficiente de variação da evaporação média de verão. As isolinhas estão traçadas com um intervalo de 5%.

Em concordância com os resultados anteriores, a evaporação durante o verão é máxima no interior sul e mínima na costa norte oceânica.

Algumas das características mais importantes dos dados relativos às séries de evaporação encontram-se na Tabela B.3 do apêndice B.

Aplicámos o método de Thornthwaite a 25 séries da temperatura média mensal para obtermos uma estimativa da evapotranspiração potencial. A figura 3.6 mostra alguns dos resultados obtidos com o método de Thornthwaite.

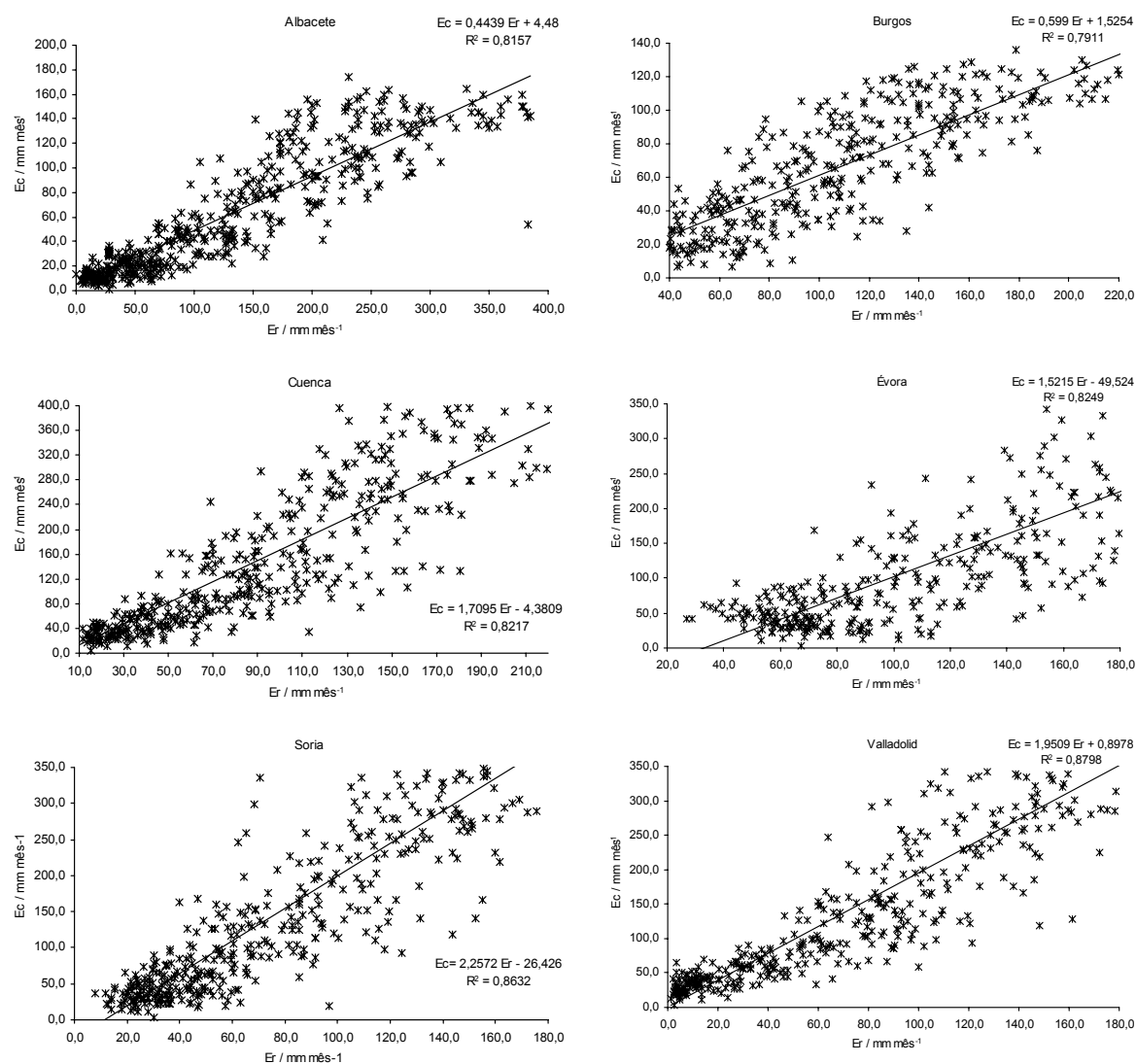


Figura 3.6 – Evapotranspiração potencial estimada pelo método de Thornthwaite e evaporação real, no período 1957-1998, para algumas das estações da rede de observação.

Nestes gráficos representámos os valores da evapotranspiração potencial (evaporação calculada – E_c) e da evaporação observada (evaporação real – E_r), em 25 estações meteorológicas que integram simultaneamente a rede de observação da temperatura e a rede de observação da evaporação. Este tipo de representação permitiu verificar se os valores da evaporação obtidos com o método de Thornthwaite são uma boa aproximação aos valores reais.

Na figura 3.6, o coeficiente de correlação entre as séries de evaporação estimada e observada varia entre 0.79 (Burgos) e 0.88 (Valladolid). Estes resultados sugerem que, nestas estações, este método semi-empírico é uma boa opção para estimar a evaporação.

Tabela III.1 – *Coeficiente de correlação entre a evaporação observada e a evaporação estimada pelo método de Thornthwaite*

	Coeficiente de correlação
Alicante	0,20
Badajoz	0,78
Bragança	0,78
Gijón	0,08
Huesca	0,82
Lisboa	0,45
Logroño	0,74
Móron de la Fra	0,77
Múrcia	0,22
Penhas Douradas	0,71
Ponferrada	0,61
Santander	0,00001
Santiago de Compostela	0,50
Sondica	0,09
Tortosa	0,47
Valencia	0,08
Vigo	0,43
Zamora	0,85
Zaragoza	0,69

O coeficiente de correlação entre as séries estimada e observada para as restantes estações encontram-se na Tabela 3.1. Para as estações localizadas na Cantábria (Gijón, Santander e Sondica) e na costa sudeste mediterrânica (Alicante, Múrcia e Valência), o método de Thornthwaite não é uma boa alternativa para estimar a evaporação.

3.5. CONCLUSÕES

Este estudo prévio permitiu identificar regiões com características bem definidas relativamente aos comportamentos da precipitação e da temperatura. Assim, a costa norte oceânica e a costa norte ocidental são as que recolhem uma maior quantidade de precipitação em oposição de fase às regiões sul e sudeste mediterrânica. Este facto é ainda mais acentuado durante os meses de inverno. Com efeito, as regiões norte e noroeste recolhem cerca de 36% da precipitação total durante os meses de inverno e isto pode estar relacionado com a posição geográfica destas regiões relativamente à circulação geral da atmosfera. A região da Catalunha recebe apenas 24% da precipitação total em Dezembro, Janeiro e Fevereiro.

A temperatura anual é bastante homogénea em todo o território peninsular. No entanto, identificámos uma região no interior norte, onde se registam as temperaturas anuais mais baixas e, a região sul mediterrânica caracterizada pelas temperaturas anuais mais elevadas. A distinção entre o norte, com temperaturas menos elevadas, e o sul, com as temperaturas mais elevadas, é evidente de um ponto de vista sazonal. A variabilidade espacial aumenta do litoral para o interior realçando o papel moderador das grandes massas de água que banham a península.

A evaporação apresenta máximos localizados no sudeste e no interior norte da península e, os mínimos são registados no norte. A variabilidade espacial da evaporação não é homogénea e caracteriza-se, em primeira aproximação, por um gradiente positivo de sul para e de leste para oeste.

O método de Thornthwaite, ainda que seja um método empírico, é um processo alternativo para obtenção de dados de evaporação na PI, exceptuando-se as regiões da Cantábria e sudeste mediterrânica.

Os resultados obtidos para as distribuições espaciais com os dados observados e os dados de reanálise da precipitação e da temperatura apresentam semelhanças. Por este motivo, os dados de reanálise são uma boa opção para estudos de climatologia na área de estudo.

**4 – VARIABILIDADE
ESPACIAL NA PENÍNSULA
IBÉRICA**

SUMÁRIO – Neste capítulo pretende-se encontrar os padrões espaciais para as variáveis precipitação, temperatura e evaporação, que são as que mais influenciam o ciclo hidrológico. O método escolhido para a análise de variabilidade espacial foi a análise de componentes principais com rotação (RPCA). Neste capítulo expõe-se o fundamento teórico deste método e apresentam-se as razões da opção do método. Faz-se uma breve descrição das diferentes técnicas de análise de variabilidade espacial. O método de análise foi aplicado a dados de precipitação, de temperatura e de evaporação. Com esta técnica é pretendido identificar regiões com uma variabilidade homogênea nos campos da precipitação, da temperatura e da evaporação. Neste capítulo apresentam-se os resultados obtidos com a análise da variabilidade espacial.

4.1. INTRODUÇÃO

No capítulo anterior verificou-se que, a mesma variável climática (precipitação, temperatura ou evaporação) não apresenta o mesmo comportamento em toda a PI, quer à escala anual quer à escala sazonal.

As séries temporais analisadas contêm informação temporal e informação acerca da sua localização geográfica. Por este motivo é necessário realizar um estudo da variabilidade espacial que tenha em conta este facto, isto é, a localização geográfica das séries de dados.

Entre as diferentes técnicas de análise multivariante que permitem obter a variabilidade espacial, ou seja, extrair os principais modos de variabilidade espacial, escolhemos a análise de componentes principais (PCA – *Principal Component Analysis*), pelas vantagens da sua aplicabilidade em investigação climática (Preissendorf, 1988). Este método permite analisar a variabilidade espaço-temporal de um determinado campo, obter a resposta à seguinte questão: que padrões do campo de uma determinada variável explicam a maior parte da sua variabilidade? Matematicamente, a PCA consiste em transformar o espaço inicial dos dados relativos a uma dada variável num novo espaço tal que, o novo conjunto de eixos ortogonais maximize a variância dos dados.

Neste estudo aplicou-se a análise de componentes principais a dados de precipitação, temperatura e evaporação. Com esta técnica é pretendido identificar regiões que apresentem uma variabilidade homogênea para os diversos campos estudados.

Os dados utilizados no estudo da variabilidade espacial constituem séries acumuladas sazonalmente e anualmente no caso da precipitação e da evaporação e, séries de valores médios sazonais e valores médios anuais no caso da temperatura, a partir dos quais obtivemos as respectivas anomalias padronizadas.

Os resultados obtidos com a análise de variabilidade espacial permitiram-nos decompor a variabilidade espacial nos modos de variação que caracterizam os campos das variáveis e obter uma regionalização destas variáveis.

Optámos por esta técnica de análise multivariante pelas vantagens que apresenta, a saber:

- as funções empíricas ortogonais (EOF – *Empirical Orthogonal Function*) obtidas com a PCA não têm uma forma predeterminada, ou seja, representa-se cada EOF, no mapa da área correspondente, unindo as zonas geográficas com iguais valores. Obtêm-se assim um mapa do padrão de anomalias (North *et al.*, 1982). Desta forma, cada EOF descreve um modo de distribuição da variável estudada e neste sentido tem uma interpretação física (Jolliffe, 1986);
- a PCA permite uma redução da dimensão das variáveis, retendo os principais modos de variância;
- as EOF são ortogonais, pelo que os modos são independentes no espaço;
- a análise com EOF não requer que os pontos de observação que descrevem um determinado campo sejam equidistantes.

4.2. BREVE RESENHA HISTÓRICA SOBRE ANÁLISE DE VARIABILIDADE

A crescente utilização da PCA está associada ao crescente desenvolvimento do hardware e do software. Actualmente, quase todos os pacotes estatísticos de software vêm equipados com a PCA o que facilita a sua utilização nos estudos de variabilidade climática.

Nestes estudos, a PCA é aplicada a uma dada área para obter regiões com um padrão semelhante de variabilidade. E como já foi anteriormente citado, uma das vantagens da PCA reside na redução da dimensão das variáveis, retendo os principais modos de variância.

Esta técnica de regionalização espacial pode ainda combinar-se, por exemplo, com a técnica de *clusters* permitindo, desta forma, obter grupos utilizando uma medida de similitude ou distância.

A técnica PCA não foi e não é só aplicada em estudos de variabilidade climática. A análise de componentes principais foi também utilizada com sucesso para obtenção dos modos de variabilidade de baixa frequência da circulação geral da atmosfera, por Barnston e Livezey, em 1987. Clinet e Martin (1992) bem como Deser e Blackmond (1993) recorreram a esta técnica para encontrar os modos de variação no Atlântico Norte.

Nas mais diversas áreas científicas, como a Economia, a Psicologia, a Biologia, onde se analisam conjuntos de dados com uma elevada dimensão, a técnica PCA é também uma ferramenta bastante utilizada.

Os primórdios da análise de componentes principais remontam ao século XIX quando esta técnica começou a ser utilizada para a diagonalização de matrizes quadradas (Beltrami, 1873). Mas foi com Pearson, em 1901, que implementou este método. Pearson aplicou a regressão linear com uma nova perspectiva, evitando a relação assimétrica usual entre as regressões $y = y(x)$ e $x = x(y)$ para o mesmo conjunto de dados. Posteriormente, Spearman, em 1904, e Hotelling, em 1933, utilizam a PCA na psicometria.

Na Meteorologia, a primeira aplicação desta técnica surge com Wadsworth, em 1948. Mas é com os trabalhos de Lorenz que é definitivamente adoptada. Lorenz utilizou a PCA para reduzir a dimensão de uma série de dados, desenvolvendo um modelo estatístico-dinâmico para previsões a curto prazo (Preissendorfer, 1988). É com os trabalhos de Wadsworth e Lorenz que se generalizaram as aplicações da PCA um pouco por todo o mundo. No campo da oceanografia, a primeira aplicação da PCA foi realizada por Trenberth em 1974 para relacionar as oscilações atmosféricas do Hemisfério Sul com a temperatura superficial da água do mar. Em 1966, a WMO recomendava a utilização da PCA em estudos sobre variabilidade climática. Desde a sua implementação, como técnica de análise multivariante, até à presente data encontramos na literatura científica inúmeros estudos onde este método é aplicado (Zorita *et al.*, 1992; Mills, 1995; Rodo *et al.*, 1997; Rodríguez *et al.*, 1998; Biau *et al.*, 1999). Preisendorfer (1988) dá-nos uma perspectiva histórica pormenorizada sobre o desenvolvimento desta técnica e as suas aplicações em geofísica.

4.3. VARIABILIDADE ESPACIAL: TÉCNICAS DISPONÍVEIS

O campo de uma variável meteorológica (como a precipitação ou a temperatura) é representado por um conjunto de valores desta variável, tomados em diferentes pontos, num determinado intervalo de tempo, ou seja, constituem dados multivariados. Estes dados distribuídos no espaço e no tempo podem ser representados como uma soma de p termos, ou seja:

$$\bar{z}(t, x) = \sum_{j=1}^p \alpha_j(t) \bar{e}_j(x) + \bar{\delta}(t, x) \quad (4.1)$$

onde $\bar{z}(t, x)$ representa o conjunto de dados, \bar{e}_j representa os p padrões de distribuição espacial, o $\alpha_j(t)$ expressa os coeficientes temporais, ou seja, descrevem a dinâmica temporal dos dados e $\bar{\delta}(t, x)$ é o vector que representa o ruído (von Storch, 1994).

Dada a natureza dos dados a analisar, dados multivariados, um estudo da variabilidade espacial requer a utilização de determinadas técnicas como a PCA ou, a FA (FA – *Factor Analysis*), ou a PIP (PIP - *Principal Interaction Patterns*) ou a POP (POP - *Principal Oscillation Patterns*) ou ainda, a CCA (CCA – *Canonical Correlation Analysis*).

A PCA é um método orientado para a variabilidade (Reyment e Jöreskog, 1996) e baseia-se na redução da variabilidade total dos dados para um número menor de variáveis ortogonais entre si, às quais estão associadas a máxima variabilidade dos dados originais (Atchley e Bryant, 1974). Nesta técnica, maximiza-se a variância de uma combinação linear de variáveis não correlacionadas entre si.

A FA está orientada para a correlação (Reyment e Jöreskog, 1996). Este método pressupõe a existência de um modelo estatístico linear subjacente aos dados a analisar. Assim, os dados observados são descritos por uma combinação linear de factores comuns e por um termo associado ao erro. Segundo Jolliffe (1986), os factores são um conjunto de variáveis interpretáveis, menor que os dados que caracterizam a informação dos dados.

Com a técnica PIP definem-se os padrões espaciais implicitamente tais que, os coeficientes $e_j(t)$, que lhe estão associados, aproximem certas equações representativas com a dinâmica dominante do sistema responsável pela evolução temporal das séries consideradas (von Storch, 1994).

A técnica POP é idêntica à PIP mas as equações dinâmicas são lineares, transformando esta técnica num método mais simples.

O método de CCA baseia-se na decomposição simultânea de dois campos num mesmo número de modos, de maneira que cada par de modos, com o mesmo índice, tenha a máxima correlação entre si e a mínima correlação com os outros modos (Rencher, 1994).

De entre estas técnicas disponíveis elegemos o método de PCA para alcançarmos os objectivos a que nos propusemos, tendo já sido enumeradas algumas das vantagens desta técnica.

4.4. ANÁLISE DE COMPONENTES PRINCIPAIS (PCA)

A técnica de análise de componentes principais está bem documentada na literatura por diversos autores, por exemplo, Atchley e Bryant, 1974, Jolliffe, 1986, Flury, 1988, Preisendorf, 1988, Jackson, 1991, Cuadras, 1991, von Storch, 1994 e von Storch e Zwiers, 1998. Neste trabalho seguimos a metodologia proposta por von Storch (1994) e, von Storch e Zwiers (1998).

A análise de componentes principais baseia-se nos vectores próprios e valores próprios da matriz de covariância dos dados (Jolliffe, 1988) cujos padrões espaciais procurados $\vec{e}_j(x)$ cumprem o critério da maximização da variância.

4.4.1. FUNDAMENTO TEÓRICO

Os dados utilizados neste estudo são escalares reais, dimensionalmente homogéneos e correspondem a um determinado campo definidos em m posições com n observações no tempo. Assim, os dados podem ser representados sob a forma de uma matriz de n linhas por m colunas, isto é:

$$Z(t, x) = \begin{bmatrix} z'(1,1) & \dots & z'(1,m) \\ \dots & \dots & \dots \\ z'(n,1) & \dots & z'(n,m) \end{bmatrix}. \quad (4.2)$$

A dimensão da matriz (4.2) é $n \times m$. Cada coluna desta matriz representa uma série temporal num determinado ponto e, as linhas representam a distribuição espacial da variável z' num determinado momento.

Em ciências da atmosfera, a técnica PCA é aplicada a dados centrados ou anomalias (Wilks, 1994), isto é, os vectores coluna são transformados em anomalias padronizadas.

Para se efectuar esta transformação, calcula-se o valor médio ($\bar{z}(x) = \frac{1}{n} \sum_{t=1}^n z'(t, x)$) e o

desvio padrão ($SD(x) = \sqrt{\frac{\bar{z}(x)^2}{(n-1)}}$) para cada coluna. Assim, os vectores coluna são substituídos pela respectiva anomalia padronizada, ou seja,

$$z(t, x) = \frac{z'(t, x) - \bar{z}(x)}{SD}. \quad (4.3)$$

Desta forma, a partir dos dados iniciais, construímos uma nova matriz, que passaremos a utilizar. E, para cada t , com $t = 1, \dots, n$, podemos definir, um vector linha

$$\bar{z}(t) = [z(t, 1), \dots, z(t, m)] \quad (1 \times m), \quad (4.4)$$

o qual corresponde à distribuição espacial do campo estudado para um determinado t . Em consequência, a matriz Z pode ser expressa como um conjunto de n vectores linha de dimensão $(1 \times m)$. Cada vector corresponde a um mapa do campo escolhido num determinado t , com $t = 1, \dots, n$. Então, para cada t , dispomos de um mapa com m coordenadas e, no total dispomos de n mapas,

$$\bar{z}(1) = [z(1, 1), \dots, z(1, m)] \quad (4.5a)$$

$$\vdots$$

$$\bar{z}(n) = [z(n, 1), \dots, z(n, m)]. \quad (4.5b)$$

A matriz Z pode ser escrita em função destes mapas, de acordo com,

$$Z = [\bar{z}(1) \dots \bar{z}(n)]^T. \quad (4.6)$$

Seja S a matriz de dimensão $m \times m$ tal que,

$$S = \sum_{t=1}^n \bar{z}^T(t) \bar{z}(t) = Z^T Z. \quad (4.7)$$

Dado que $s(x, x')$ é o elemento da x -ésima linha e da x' -ésima coluna da matriz S , ou seja,

$$s(x, x') = \sum_{t=1}^n z(t, x) z(t, x') \quad (4.8)$$

então, a matriz S é uma matriz simétrica, isto é, $S = S^T$.

A partir da matriz S (equação 4.7) podemos calcular quais são as direcções de máxima variância no espaço de todos os pontos. Estas direcções serão dadas pelos vectores $\vec{e}_j = [\vec{e}_j(1), \dots, \vec{e}_j(m)]^T$ com $j = 1, \dots, m$. A estes vectores \vec{e}_j estão associados m valores próprios reais e não negativos, λ_j tais que:

$$S \vec{e}_j = \lambda_j \vec{e}_j \quad (j = 1, \dots, m), \quad (4.9)$$

isto é, verificam a equação dos vectores próprios de S com $\lambda \in \mathbb{R}$. Esta equação (equação 4.9) é equivalente a,

$$\sum_{x'=1}^m s(x, x') e_j(x') = \lambda_j e_j(x). \quad (4.10)$$

Lorenz denominou estes vectores próprios por *Funções Empíricas Ortogonais* (EOF - *Funções Empíricas Ortogonais*).

Dado que a matriz S é simétrica, o seu traço é invariante e é igual à soma dos valores próprios, com $\lambda_1 \geq \lambda_2 \geq \dots \geq \lambda_m$. Este facto significa que cada valor próprio tem associado uma fracção da variância total,

$$\frac{\lambda_j}{\sum_{j=1}^m \lambda_j}. \quad (4.11)$$

Reescrevendo os vectores próprios e os valores próprios de uma forma matricial, ou seja,

$$E = [\vec{e}_1 \dots \vec{e}_m] \quad (m \times m) \quad (4.12)$$

e

$$L = \text{diag}[\lambda_1 \dots \lambda_m] \quad (m \times m). \quad (4.13)$$

A mudança de base de S para a base de diagonalização pode ser expressa por,

$$SE = EL. \quad (4.14)$$

Os valores próprios da matriz L estão ordenados verificando a seguinte desigualdade, $\lambda_1 \geq \lambda_2 \geq \dots \geq \lambda_m \geq 0$, o que nos permite ordenar os vectores próprios aos quais estão associados. Desta forma, o primeiro modo \vec{e}_1 associado a λ_1 descreve a maior parte da variância total de todos os dados. Se os valores próprios são diferentes, então os respectivos vectores próprios serão ortogonais entre si, ou seja,

$$EE^T = I, \quad (4.15)$$

onde I é a matriz identidade. Dado que, E^T é a inversa da matriz E , então,

$$\sum_{j=1}^m e_j(x)e_k(x) = \delta_{xx'} \quad (4.16)$$

Atendendo à propriedade de ortogonalidade, a matriz S pode ser reescrita da seguinte forma:

$$\begin{aligned} SEE^T &= ELE^T \\ SI &= ELE^T \\ S &= ELE^T, \end{aligned} \quad (4.17)$$

o que em notação vectorial é equivalente a

$$S = \sum_{j=1}^m l_j \vec{e}_j \vec{e}_j^T, \quad (4.18)$$

sendo as componentes de S dadas por

$$s(x, x') = \sum_{j=1}^m l_j e_j(x) e_j(x'). \quad (4.19)$$

Isto permite reconstruir a matriz S a partir dos seus valores próprios e vectores próprios.

A partir da equação (4.15), a matriz Z pode ser obtida em função das componentes principais,

$$Z = Z(EE^T) = (ZE)E^T = AE^T, \quad (4.20)$$

sendo $A = ZE$ uma matriz $(n \times m)$.

A matriz A pode ser escrita em função de m vectores de dimensão $n \times 1$, vem que

$$A = [\vec{\alpha}_1, \dots, \vec{\alpha}_m], \quad (4.21)$$

em que os vectores $\vec{\alpha}_j$ são vectores que constituem séries temporais. Ou seja, para cada $j = 1, \dots, m$, têm-se

$$\vec{\alpha}_j = [\alpha_j(1), \dots, \alpha_j(n)]^T \quad (4.22)$$

e substituindo (4.12) e (4.22) em (4.20), obtêm-se:

$$Z = \sum_{j=1}^m \vec{\alpha}_j \vec{e}_j^T. \quad (4.23)$$

Desta forma, as colunas e as linhas da matriz original podem ser reescritas, respectivamente, de acordo com:

$$z(t, \cdot) = \sum_{j=1}^m \alpha_j(t) \vec{e}_j \quad (4.24)$$

ou

$$z(\cdot, t) = \sum_{j=1}^m \vec{\alpha}_j(t) e_j(x) \quad (4.25)$$

de modo que

$$z(x, t) = \sum_{j=1}^m \alpha_j(t) e_j(x). \quad (4.26)$$

Desta forma, separam-se os dados relativos a uma dada variável meteorológica $z(t, x)$ num termo temporal que são as séries temporais (ou componentes principais) associadas à matriz A e numa distribuição dada pelos vectores próprios da matriz de covariância (ou funções empíricas ortogonais), que são as componentes da matriz E . Deste modo, dispomos de uma relação em notação vectorial,

$$\vec{\alpha}_j = Z \vec{e}_j \quad (4.27)$$

e um termo que define a matriz A

$$\alpha_j(t) = Z^T(t) \vec{e}_j = \sum_{j=1}^m z(t, x) e_j(x). \quad (4.28)$$

Os vectores $\alpha_j(t)$ com $t = 1, \dots, n$ são as séries temporais associadas às funções empíricas ortogonais. Estas séries são centradas e gozam da seguinte propriedade,

$$A^T A = (ZE)^T (ZE) = E^T (Z^T Z) E = E^T S E = E^T (EL) = L. \quad (4.29)$$

dado que $A^T A$ é uma matriz diagonal, então, na forma vectorial, têm-se

$$A^T A = L \quad (4.30)$$

$$\vec{\alpha}_j^T \vec{\alpha}_k = \lambda_j \delta_{jk} \quad (4.31)$$

$$\sum_{t=1}^n \alpha_j(t) \alpha_k(t) = \lambda_j \delta_{jk} \quad (4.32)$$

4.4.2. REGRAS DE SELECÇÃO

Um dos problemas da decomposição de um campo em EOF é encontrar o significado de cada uma das funções empíricas ortogonais. As sucessivas funções empíricas ortogonais explicam uma determinada fracção de variância mas, a partir de um determinado número de EOF, a capacidade de estabelecer de uma forma fidedigna a forma real de um vector próprio é muito limitada, pois não é possível determinar com precisão cada um dos coeficientes espaciais. É aqui

que surge o problema de determinar o número de funções que são representativas na decomposição de um determinado campo.

A técnica PCA possibilita a redução da dimensão dos dados iniciais, o que simplifica o estudo da variável física medida e permite separar as EOF fisicamente relevantes (sinal) das que não o são (ruído).

Para uma dada variável meteorológica $\bar{z}(t, x) = \sum_{j=1}^m \bar{\alpha}_j(t) \bar{e}_j(x)$ com $t = 1, \dots, n$ e $x = 1, \dots, m$, dispomos de um conjunto de valores próprios tais que $\lambda_1 \geq \dots \geq \lambda_m \geq 0$, ou seja,

$$\bar{z}(t, x) = \sum_{j=1}^p \bar{\alpha}_j(t) \bar{e}_j(x) + \sum_{j=p+1}^m \bar{\alpha}_j(t) \bar{e}_j(x). \quad (4.33)$$

Verifica-se que para um determinado valor do índice $j = p$, a magnitude desses valores próprios diminui rapidamente e é relativamente pequena (Reyment e Jöreskog, 1996), pelo que, só os primeiros p valores próprios são considerados relevantes na representação da variabilidade total dos dados.

Consequentemente, só esses primeiros p valores próprios, na expressão da variável $\bar{z}(t, x)$, são considerados. A variância associada ao segundo somatório da equação (4.33) não é significativa, porque a variância deve estar associada maioritariamente ao primeiro somatório, o qual é considerado o sinal.

Desta forma serão considerados apenas os primeiros p vectores próprios $\bar{e}_j(x)$ com $j = 1, \dots, p$ e só os mapas que lhe estão associados serão analisados. Estes mapas contêm a informação mais significativa e são menos ruidosos que os mapas que verifiquem $j > p$. Desta forma, a equação (4.33) é substituída pela seguinte expressão que representa a variável com uma perda mínima de informação:

$$\bar{z}(t, x) \approx \sum_{j=1}^p \bar{\alpha}_j(t) \bar{e}_j(x). \quad (4.34)$$

Esta truncatura de dados requer regras para a selecção destes p valores próprios. Estas regras devem ser coerentes com os dados e com a informação inicial disponível. O resultado desta selecção proporciona-nos uma descrição mais fiável das causas físicas subjacentes aos dados iniciais pois o sinal (variações dinâmicas) é separado do ruído (von Storch, 1994).

Na literatura encontram-se regras gerais sobre o número de componentes principais a reter, como:

Variância total explicada – é uma regra muito utilizada (Jolliffe, 1986, Preisendorf, 1986, von Storch, 1994) e consiste na retenção de um determinado número de componentes até alcançar uma percentagem de variância pré-especificada e, simultaneamente, considerada adequada (84% ou 90%). A desvantagem deste método reside na escolha da percentagem de variância que depende do tipo de dados, das características do estudo, *etc.*.

Variância adicional – este método baseia-se em considerar um determinado número de componentes principais tal que, a última componente retida contribua com uma variabilidade mínima para a variabilidade total explicada pelo conjunto das componentes. O valor desta variabilidade mínima depende das características do estudo e do tipo de dados e pode ser pré-fixada.

Variância relativa – este método exclui as componentes cujos valores próprios sejam inferiores à média dos valores próprios, isto é, $\sum_{j=1}^m \frac{\lambda_j}{m}$.

Dado que $\sum_{j=1}^m \lambda_j$ é o traço da matriz S , a média dos valores próprios é também a variância média das variáveis individuais. Desta forma retêm-se as componentes que têm uma variância maior que a média das variáveis.

Se, alternativamente à matriz de covariância, for utilizada a matriz de correlação então, a média dos valores próprios é igual à unidade ($\sum_{j=1}^m \frac{\lambda_j}{m} = 1$). Neste caso retêm-se os valores próprios tais que $\lambda_j \geq 1$. Este método é denominado por Regra de Kaiser (Jolliffe, 1986).

Teste Scree – é utilizado com muita frequência por ser um método bastante simples. Foi proposto por Cattell (1966) e revisto por Brown (1968).

Neste teste utiliza-se um gráfico onde se representam os valores próprios λ_j em função do índice j . O número de valores próprios a reter é dado pela mudança abrupta do declive do gráfico.

O diagrama de LEV é uma variante deste método onde, a representação dos valores próprios λ_j em função do índice j é substituída por um gráfico de $\log(\lambda_j)$ em função do índice j (Jolliffe, 1986).

Teste de significância – este método consiste em testar a significância das componentes maiores que têm associados os valores próprios maiores e os quais contêm variações dinâmicas (ou sinais) (von Storch *et al.*, 1998).

No nosso trabalho, para a selecção do número de componentes principais adequadas, utilizamos o teste de scree pela facilidade que este teste oferece.

4.4.3. ROTAÇÃO DAS COMPONENTES PRINCIPAIS

A rotação é de grande utilidade pois permite obter padrões estáveis estatisticamente o que conduz a uma melhor interpretação dos resultados (Richman e Lamb, 1984, Cheng *et al.*, 1994, von Storch e Zwiers, 1998). Esta ferramenta permite extrair a informação sobre a variância presente num elevado número de mapas e condensa-la num menor número de mapas que sejam fisicamente interpretáveis e, simultaneamente, expliquem uma grande fracção da variância presente nos dados iniciais (O'Lenic e Livezey, 1988).

O conceito subjacente à rotação é identificar um subespaço de menor dimensão que contenha uma fracção substancial da variância total (von Storch e Zwiers, 1998). Isto é, com a rotação pretende-se substituir os padrões espaciais e_j por outros padrões $e_j^R(x)$ que maximizem uma determinada função não linear, ou seja,

$$\bar{z}(t, x) = \sum_{j=1}^m \bar{\alpha}_j(t) \bar{e}_j(x) = \sum_{j=1}^m \bar{\alpha}_j(t) \bar{e}_j^R(x). \quad (4.35)$$

Na rotação é possível impor determinadas condições como a da ortogonalidade, isto é,

$$(\bar{e}_j^R(x))^T \bar{e}_k^R(x) = 0. \quad (4.36)$$

Neste caso, a rotação diz-se ortogonal. Se a rotação não é ortogonal, então diz-se oblíqua. Existem vários tipos de rotações tanto ortogonais (como a *varimax*), como oblíquas (como a *oblimax*, a *quartimin* e a *oblimin*).

A matriz que inicialmente representava os dados era a matriz Z tal que:

$$Z = AE^T \quad (4.37)$$

com

$$A = [\alpha_1, \dots, \alpha_m] \quad (n \times m) \quad \text{e} \quad E = [e_1, \dots, e_m] \quad (m \times m). \quad (4.38)$$

Com a selecção de p vectores próprios, com $p < m$, obtêm-se uma nova matriz Z de dimensão $(n \times p)$, isto é:

$$Z = AE^T \quad (4.39)$$

com

$$A = [\alpha_1, \dots, \alpha_p] \quad (n \times p) \quad (4.40a)$$

e

$$E = [e_1, \dots, e_p] \quad (p \times m). \quad (4.40b)$$

Multiplicando a matriz Z por uma matriz de rotação R ($p \times p$) vem que,

$$Z = AE^T = A(RR^T)E^T = (AR)(ER)^T. \quad (4.41)$$

Desta forma, obtêm-se uma nova representação da matriz Z , tal que

$$Z = BP^T \quad (4.42)$$

com

$$B = AR \quad (4.43a)$$

e

$$P = ER, \quad (4.43b)$$

onde B é uma matriz de amplitudes e P uma nova matriz de vectores.

Neste trabalho aplicámos o método PCA com uma rotação *varimax*, tal como Richman e Lamb (1984) e von Storch (1994) a utilizaram nos seus estudos.

4.4.4. VANTAGENS DA ROTAÇÃO DAS COMPONENTES PRINCIPAIS

Na literatura esgrimiram-se argumentos sobre as vantagens e inconvenientes da utilização da técnica de PCA com rotação (RPCA) e sem rotação (PCA) (Richman, 1981, Richman e Lamb, 1984, Richman, 1986, Barnston e Livezey, 1987, White *et al.*, 1991, Legates, 1991, Cheng *et al.*, 1994).

Neste trabalho optou-se pela rotação das componentes principais, já que um dos objectivos é obter uma regionalização da área de estudo e não apenas empregar a análise de componentes principais como uma técnica de redução da dimensão das variáveis (Richman, 1986).

Com a rotação das componentes principais pretendemos determinar um novo conjunto de vectores p , tal que, a dispersão dos dados nas novas direcções $e_j^R(x)$ seja mínima. Assim, obtêm-se um pequeno número de correlações elevadas entre as novas componentes rodadas e as variáveis originais, sendo as demais nulas. Este procedimento oferece vantagens como uma melhor representação da estrutura da variância dos dados originais do que a que teríamos com os dados sem rodar (Preissendorf, 1988).

Outra das vantagens da rotação está relacionada com independência do domínio espacial. A morfologia dos padrões sem rodar está fortemente influenciada pela forma do domínio sobre o qual se realiza a análise (Buell, 1974, citado em Richman e Lamb, 1984). Isto significa que conhecida a forma do domínio de estudo é possível prever a forma dos padrões que se vão obter. Os padrões obtidos reflectem, desta forma, o domínio da estrutura e, não a estrutura de correlação dos dados. Por este motivo, Richman e Lamb (1984) recomendam a rotação já que, o objectivo é obtermos uma regionalização da área de estudo.

A estabilidade do subdomínio é outra das vantagens associadas à rotação. Isto é, quando dividimos uma região em pequenas áreas e as analisamos com PCA, a rotação reproduz, com maior estabilidade, nessas pequenas zonas os resultados obtidos na primeira região.

A rotação também é útil relativamente a subdivisões temporais. Cheng *et al.* (1994) sustentam que, quando se realiza uma análise de um conjunto de dados e se constroem subconjuntos aleatórios desses dados, as EOF rodadas apresentam uma maior robustez e os padrões obtidos reproduzem melhor os padrões originais.

A utilidade da rotação é ainda visível quando há uma modificação nos dados. Isto é, se completarmos os dados em falta de um determinado conjunto de dados recorrendo diferentes métodos, as componentes obtidas nesses conjuntos dos mesmos dados podem ser diferentes. Reyment e Jöreskog (1996) afirmam que, os padrões rodados determinados mediante um critério de agrupamento dos padrões iniciais proporcionam maior invariabilidade perante a mudança do conjunto de dados, o que é muito desejável para realizar interpretações.

4.5. RESULTADOS DA ANÁLISE DE COMPONENTES PRINCIPAIS

A atmosfera é um sistema termo-hidrodinâmico que pode ser caracterizado pela sua composição, pelas variáveis termodinâmicas (como a temperatura) e pelas variáveis que caracterizam o seu estado mecânico. No entanto, a atmosfera também pode ser caracterizada pela distribuição global de outras variáveis como a precipitação.

A precipitação e a evaporação não são variáveis de estado mas estão intimamente relacionadas com o estado da atmosfera e são elementos básicos do ciclo hidrológico. Por estes motivos, apresentamos nesta secção os resultados obtidos com a técnica de RPCA, isto é, apresentamos a distribuição espacial dos padrões da precipitação, da temperatura, para os dados observados e para os dados de reanálise, e da evaporação, para os dados observados.

4.5.1. PRECIPITAÇÃO

Aplicando o método PCA, descrito na secção 4.4, a uma matriz de dados de anomalias padronizadas da precipitação anual, obtivemos os padrões representados nas figuras 4.1(a) a 4.1(h). A rotação *varimax* garantiu que os padrões, assim obtidos, têm significado físico e são estatisticamente estáveis (Richman e Lamb, 1984, Cheng *et al.*, 1994).

De acordo com a regra de selecção por nós escolhida, o campo da precipitação anual é descrito por quatro padrões de distribuição espacial. Na Tabela IV.1 apresentamos a variância explicada pelos quatro principais modos de variabilidade do campo da precipitação.

Tabela IV.1 – *Percentagem da variância explicada pelas principais funções empíricas ortogonais. (DO, dados observados; DREA, dados de reanálise)*

	EOF1	EOF2	EOF3	EOF4
	%	%	%	%
Precipitação anual (DO)	49,5	10,5	8,3	5,2
Precipitação anual (DREA)	39,5	21,0	14,8	8,5
Precipitação de inverno (DO)	59,8	11,5	7,4	3,5
Precipitação de inverno (DREA)	49,4	18,7	12,2	4,9

PRIMEIRA FUNÇÃO PRÓPRIA DA PRECIPITAÇÃO ANUAL

Na figura 4.1(a) e 4.1(b) está representada a primeira função própria (EOF1) da precipitação anual na PI para os dados observados e para os dados de reanálise, respectivamente. No caso dos dados observados (figura 4.1(a)), a EOF1 explica 49,5% da variabilidade espacial e, para dados de reanálise, o primeiro modo explica 39,5% da variabilidade total (Tabela V.1). Isto significa que, a função EOF1 é a principal fonte da variabilidade da precipitação anual na PI. Os valores da primeira função própria são positivos em toda a Península e esta componente define uma zona localizada no noroeste da península. Os valores mínimos obtêm-se na costa leste mediterrânica (região de Valência e região da Catalunha).

As distribuições espaciais dos coeficientes das séries observadas e das séries de reanálise apresentam padrões semelhantes. A figura 4.1(b) tal como a figura 4.1(a) apresenta os valores máximos no noroeste peninsular, mas no caso dos dados de reanálise, esta região estende-se para norte e para sul.

SEGUNDA FUNÇÃO PRÓPRIA DA PRECIPITAÇÃO ANUAL

A segunda função própria da precipitação anual explica 10,5% da variabilidade total dos dados observados e 21,0% da variabilidade total dos dados de reanálise. A sua distribuição espacial está representada nas figuras 4.1(c) e 4.1(d), respectivamente para os dados observados e para os dados de reanálise.

Os valores máximos da função EOF2 são obtidos numa região localizada no sul da península. Para os dados observados, esta zona compreende a Andaluzia e o sul de Portugal (Alentejo e Algarve) enquanto que, para os dados de reanálise, esta região está confinada à região andaluza.

É ainda de salientar a semelhança entre os padrões obtidos com os dois tipos de dados.

TERCEIRA FUNÇÃO PRÓPRIA DA PRECIPITAÇÃO ANUAL

A terceira componente principal explica 8,3% da variância total dos dados observados e 14,8% da variância total dos dados de reanálise. Esta EOF representa a costa leste mediterrânica, ou seja, a região de Valência. Os menores valores próprios da terceira função empírica ortogonal (valores inferiores a 0,1) obtiveram-se no noroeste peninsular (figura 4.1(e) e 4.1(f)).

A função EOF3 revela um contraste entre a região sudeste e a restante área peninsular. Relativamente aos padrões obtidos com os dois tipos de dados destacamos as semelhanças entre as

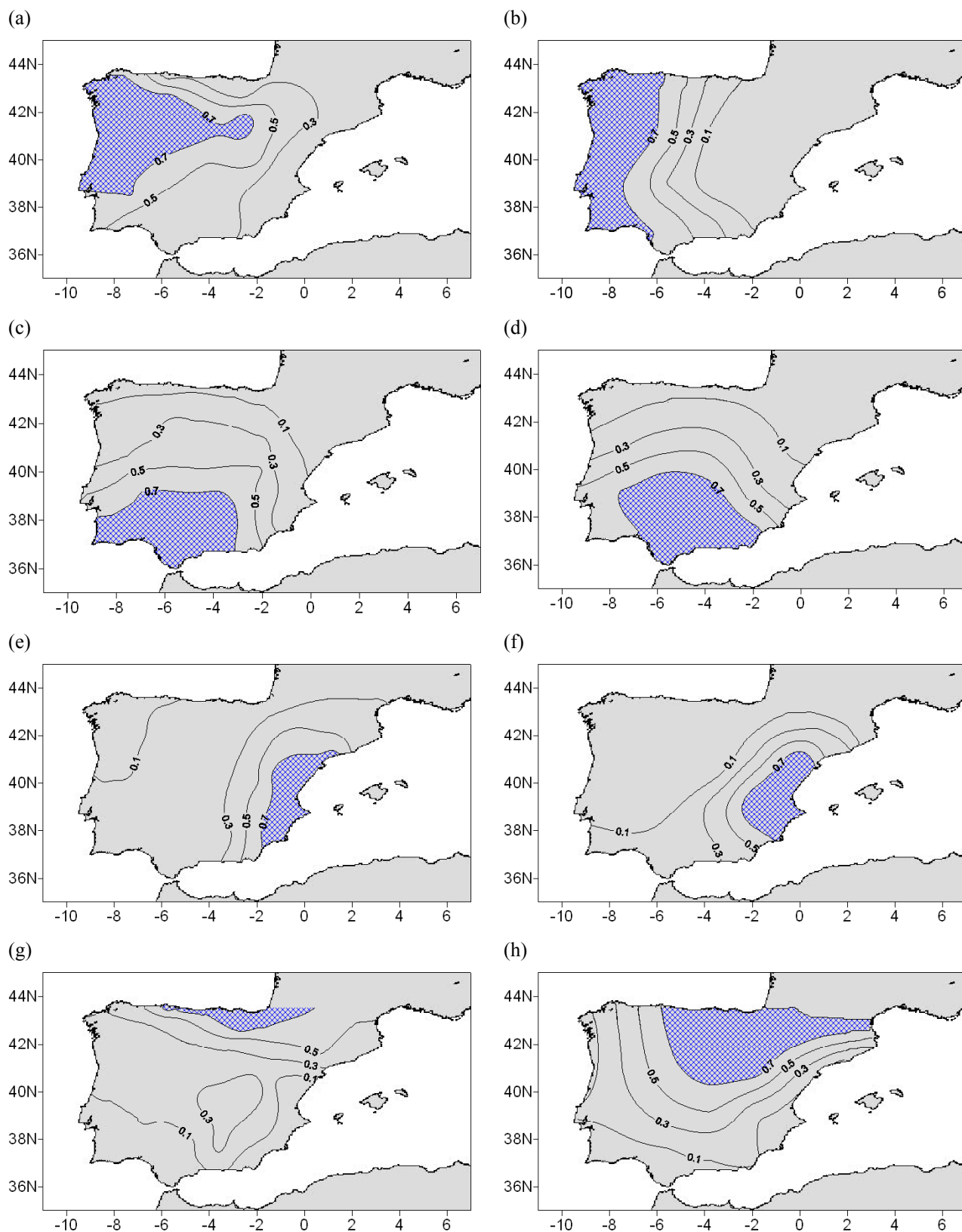


Figura 4.1 - Mapas das funções empíricas ortogonais da precipitação anual: (a) EOF1 (DO); (b) EOF1 (DREA); (c) EOF2 (DO); (d) EOF2 (DREA); (e) EOF3 (DO); (f) EOF3 (DREA); (g) EOF4 (DO); (h) EOF4 (DREA). As isolinhas estão traçadas com um intervalo de 0,2.

figuras 4.1(e) e 4.1(f). É ainda de salientar que, a isolinha de 0,1 na figura 4.1(f) está deslocada para sul relativamente à mesma linha na figura 4.1(e).

QUARTA FUNÇÃO PRÓPRIA DA PRECIPITAÇÃO ANUAL

A quarta função própria da precipitação anual explica, respectivamente, 5,2% e 8,5% da variância total dos dados observados e dos dados de reanálise. Este modo ortogonal define uma região no norte oriental peninsular, onde são registados os maiores valores desta função própria. No sul da península, a EOF4 apresenta os valores mais pequenos (figuras 4.1(g) e 4.1(h)).

Relativamente às figuras 4.1(g) e 4.1(h) é necessário sublinhar a semelhança entre os padrões obtidos com os dados observados e os dados de reanálise. No entanto, a região, onde os valores da quarta função empírica ortogonal são mais elevados, é mais extensa no caso dos dados de reanálise. Isto é, a região a sombreado na figura 4.1 (g) compreende as regiões da Cantábria, o País Basco, Navarra, Rioja e norte de Castilla y León. A região equivalente na figura 4.1(g) localiza-se na Cantábria e o País Basco.

Com a aplicação do método RPCA aos dados anuais da precipitação da PI obtivemos quatro regiões, a saber: a primeira EOF define uma região no noroeste da península; a segunda EOF revela uma região no sul; a terceira EOF delimita uma região no nordeste peninsular e a quarta função define uma região no norte oriental peninsular.

Relativamente aos dois tipos de dados utilizados, a distribuição espacial das quatro componentes da precipitação anual apresentam algumas semelhanças, mas verificamos que as regiões associadas aos diferentes modos são mais extensas no caso dos dados de reanálise. Estas diferenças não podem ser dissociadas do facto das malhas utilizadas serem distintas.

Na figura 4.2 apresentamos os padrões obtidos para a precipitação de inverno.

PRIMEIRA FUNÇÃO PRÓPRIA DA PRECIPITAÇÃO DE INVERNO

O primeiro modo explica 59,8% e 49,4% da variância total da precipitação de inverno para os dados observados e para os dados de reanálise, respectivamente. O padrão associado a esta componente é mostrado na figuras 4.2(a) e 4.2(b), obtido com os dados observados e os dados de reanálise, respectivamente. Esta componente também está fortemente associada às séries situadas

no norte e noroeste da península. Na costa leste mediterrânica obtiveram-se os valores mais baixos do segundo modo da precipitação de inverno.

Os padrões espaciais obtidos com os dados observados e de reanálise são muito semelhantes, conforme mostram as figuras 4.2(a) e 4.2(b).

SEGUNDA FUNÇÃO PRÓPRIA DA PRECIPITAÇÃO DE INVERNO

A segunda função própria explica 11,5% da variância total das séries de precipitação de inverno para os dados observados e 18,7% da variância total das séries de precipitação de inverno para os dados de reanálise. A sua estrutura espacial é mostrada nas figuras 4.2(c) e 4.2(d). Os valores mais elevados da segunda função própria definem uma zona localizada na região sul do Mediterrâneo, que corresponde à Andaluzia.

O padrão obtido para a EOF2 com os dados de reanálise é semelhante relativamente ao correspondente obtido com os dados observados. No entanto, no caso dos dados de reanálise, a região está levemente deslocada para leste e ocupa uma área maior.

TERCEIRA FUNÇÃO PRÓPRIA DA PRECIPITAÇÃO DE INVERNO

A função EOF3 explica, respectivamente, 7,4% e 12,2% da variância total das séries de precipitação de inverno para os dados observados e para os dados de reanálise. As figuras 4.7(e) e 4.7(f) reflectem um comportamento claramente diferente da precipitação de inverno na região localizada no sudeste peninsular e na zona norte peninsular. De outra forma, este modo define uma região situada no sudeste mediterrânico que corresponde à região de Múrcia e região de Valência. Os valores mais elevados para a esta função empírica ortogonal obtiveram-se na região de Valência e os menores valores no noroeste da península.

As configurações obtidas com os dados observados e os de reanálise são idênticas mas, verificamos mais uma vez que a região associada a este modo é mais extensa para os dados de reanálise do que a respectiva região obtida com os dados observados.

QUARTA FUNÇÃO PRÓPRIA DA PRECIPITAÇÃO DE INVERNO

A quarta função empírica ortogonal explica 3,5% da variância total da precipitação de inverno para os dados observados e 4,9% da variância total da precipitação de inverno para os dados de reanálise. Este modo afecta fundamentalmente a zona norte oriental da PI. No sul, a EOF4 toma valores negativos.

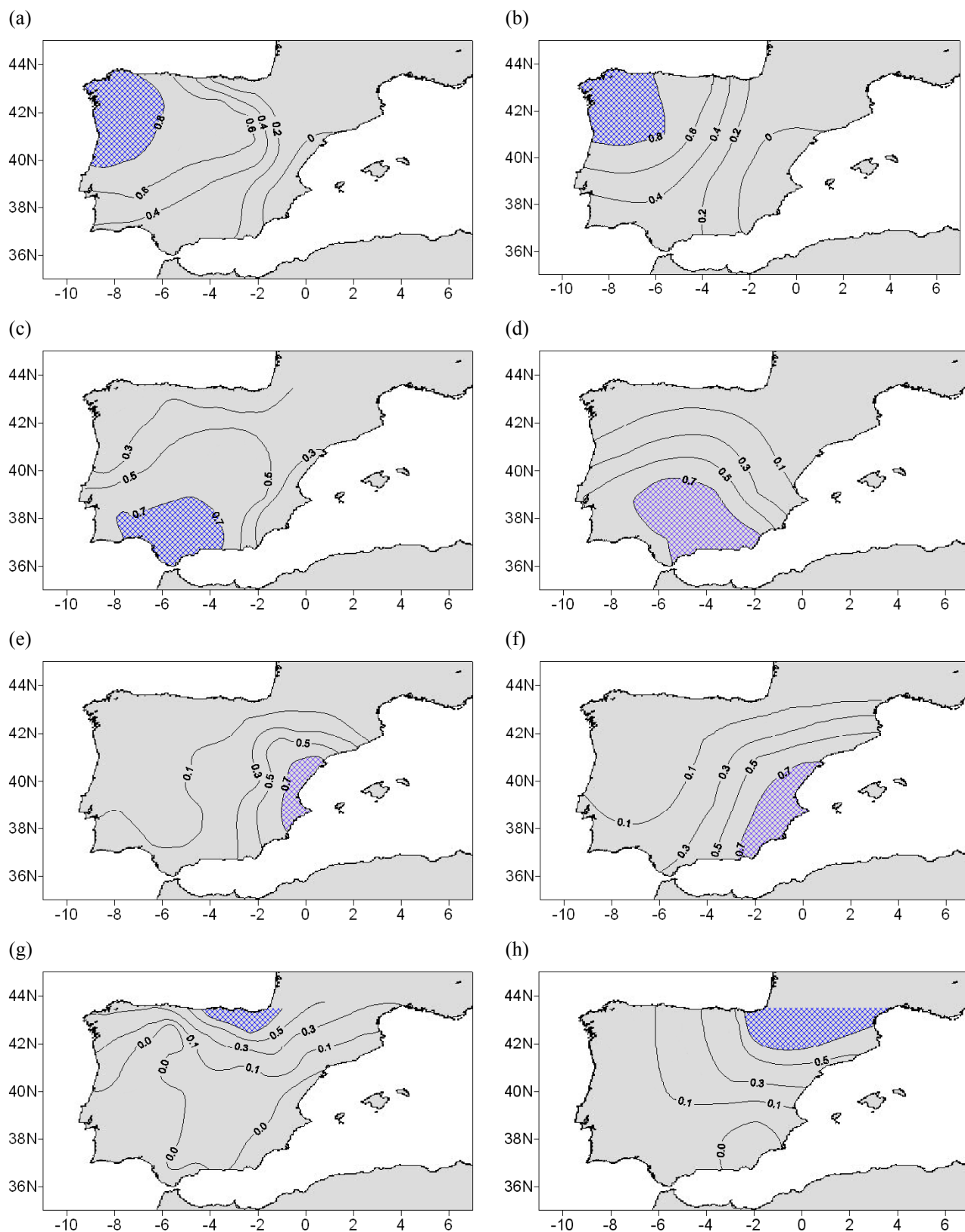


Figura 4.2 - Mapas das funções empíricas ortogonais da precipitação de inverno: (a) EOF1 (DO); (b) EOF1 (DREA); (c) EOF2 (DO); (d) EOF2 (DREA); (e) EOF3 (DO); (f) EOF3 (DREA); (g) EOF4 (DO); (h) EOF4 (DREA). As isolinhas estão traçadas com um intervalo de 0,2.

A região associada a esta função é mais extensa para os dados de reanálise e corresponde à região de Navarra, norte de Aragão e norte da Catalunha. No caso dos dados observados, a região definida pela quarta função empírica ortogonal corresponde à região da Cantábria e ao País Basco.

Constata-se novamente que, a distribuição espacial das quatro componentes da precipitação de Inverno, obtida com os dois tipos de dados, apresentam grandes semelhanças: a primeira EOF está associada à região noroeste da península, a EOF2 caracteriza a região andaluza enquanto que, o terceiro modo está relacionado com a região valenciana e a EOF4 é característica da região norte oriental. No entanto, as regiões onde os valores das diferentes EOF são mais elevados são maiores em extensão para os dados de reanálise do que para os dados observados.

4.5.2. TEMPERATURA

A temperatura é uma variável termodinâmica que caracteriza o estado da atmosfera. Por este motivo, nesta secção apresentamos os resultados obtidos para a sua variabilidade espacial.

A Tabela IV.2 mostra os resultados da variância explicada pelos principais modos de variabilidade do campo da temperatura.

Tabela IV.2. – *Percentagem da variância explicada pelas principais funções empíricas ortogonais. (DO, dados observados; DREA, dados de reanálise)*

	EOF1	EOF2	EOF3
	%	%	%
Temperatura anual (DO)	63,3	6,7	5,3
Temperatura anual (DREA)	83,3	7,8	7,5
Temperatura de verão (DO)	54,8	12,8	6,7
Temperatura de verão (DREA)	72,3	13,6	8,1

Para o campo da temperatura, a variabilidade é explicada por três funções empíricas ortogonais. A primeira função explica a quase totalidade da variabilidade da temperatura anual e da temperatura de verão.

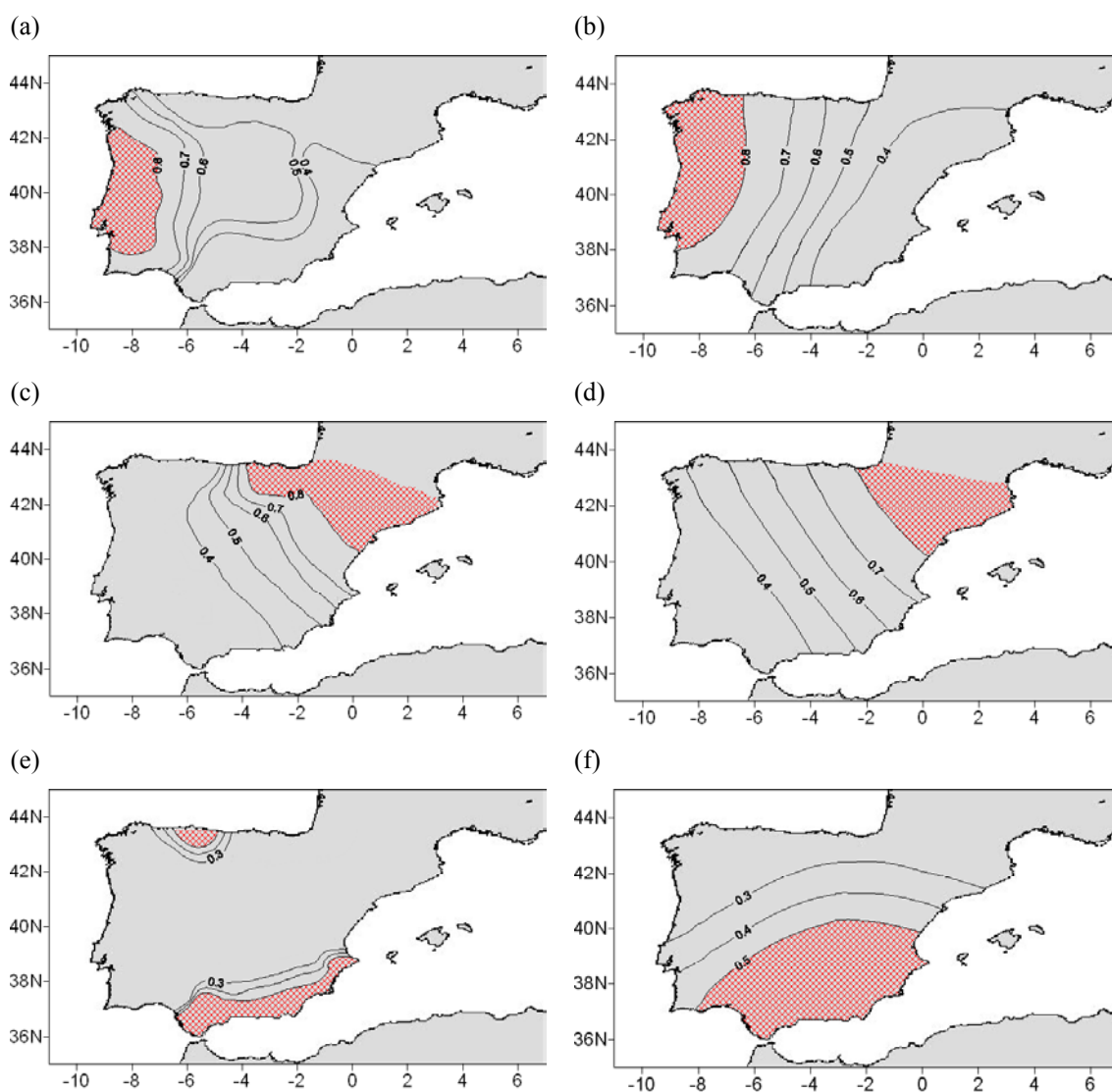


Figura 4.3 - Mapas das funções empíricas ortogonais da temperatura anual: (a) EOF1 (DO); (b) EOF1 (DREA); (c) EOF2 (DO); (d) EOF2 (DREA); (e) EOF3 (DO); (f) EOF3 (DREA).

PRIMEIRA FUNÇÃO PRÓPRIA DA TEMPERATURA ANUAL

A primeira função própria da temperatura anual explica 63,3% da variabilidade total para os dados observados e 83,3% da variabilidade total para os dados de reanálise. Estes resultados significam que este modo representa a principal fonte de variabilidade.

Nas figuras 4.3(a) e 4.3(b) está representada a distribuição espacial para os dados observados e para os dados de reanálise, respectivamente, da função EOF1. Este padrão caracteriza-se por apresentar valores positivos em toda a PI. A zona ocidental é onde a função EOF1 tem os valores mais elevados e na costa sudeste exibe os valores mais baixos.

O padrão obtido para esta função com os dados observados define uma região localizada na costa ocidental atlântica. No caso dos dados de reanálise, a função EOF2 delimita uma zona que corresponde à região da Galiza e a Portugal Continental a norte de Setúbal.

SEGUNDA FUNÇÃO PRÓPRIA DA TEMPERATURA ANUAL

A variância explicada pelo modo de segunda ordem é 6,7% para os dados observados e 7,8% para os dados de reanálise. O padrão desta função empírica ortogonal (figuras 4.3(c) e 4.3(d)) separa o comportamento da região norte oriental, da restante área peninsular. Os valores máximos da função EOF2 registam-se nas regiões de Navarra, de Aragão e da Catalunha. Os valores menores distribuem-se ao longo de uma extensa faixa com orientação norte-sudeste.

A área da região definida por esta função é equivalente para os dados observados e para os dados de reanálise.

TERCEIRA FUNÇÃO PRÓPRIA DA TEMPERATURA ANUAL

A terceira função empírica ortogonal explica 5,3% (dados observados) e 7,5% (dados de reanálise) da variância total da temperatura anual. Esta função discrimina o comportamento da temperatura anual na península em duas regiões, uma localizada no sul e outra no norte (figura 4.3(e) e 4.3(f)). Os valores mais elevados da EOF3 obtiveram-se numa região localizada na Andaluzia e na região de Murcia. Na configuração obtida com os dados observados, observa-se ainda uma pequena região onde os valores da função EOF3 são elevados, localizada no norte da península, região cantábrica.

No caso dos dados de reanálise verificamos ainda que a extensão da região definida por esta função é maior do que a obtida com os dados observados. A isolinha de 0,3 está deslocada para norte relativamente à mesma isolinha dos dados observados.

Os padrões obtidos para a temperatura de verão são mostrados na figura 4.4.

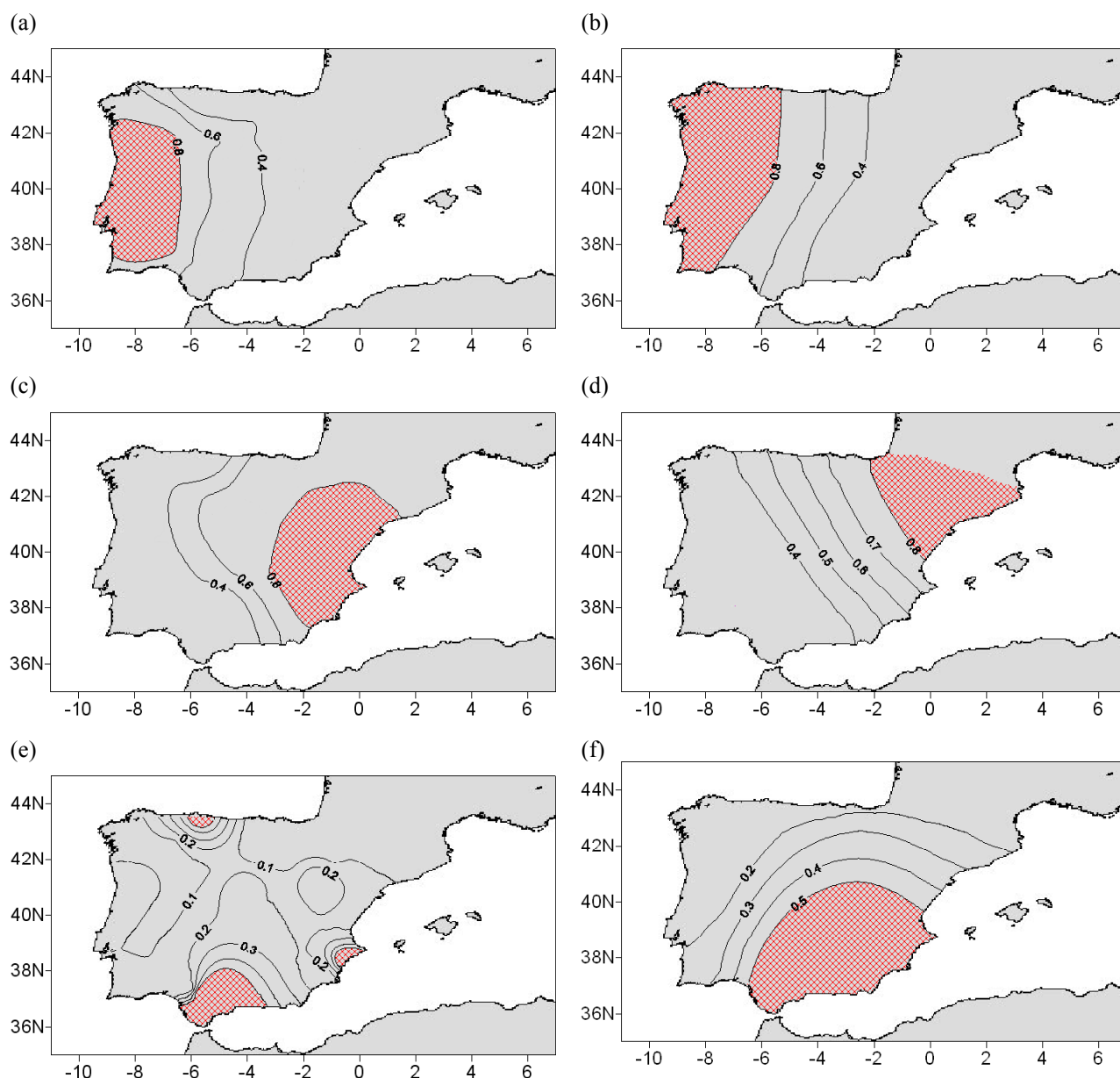


Figura 4.4 - Mapas das funções empíricas ortogonais da temperatura de verão: (a) EOF1 (DO); (b) EOF1 (DREA); (c) EOF2 (DO); (d) EOF2 (DREA); (e) EOF3 (DO); (f) EOF3 (DREA).

PRIMEIRA FUNÇÃO PRÓPRIA DA TEMPERATURA DE VERÃO

A variância explicada pelo modo de primeira ordem da temperatura de verão é 54,8% nos dados observados e 72,3% nos dados de reanálise. Este padrão revela um comportamento bastante homogêneo em toda a PI. Os valores mais elevados da EOF1 estão associados à temperatura de verão de uma região localizada em território português, na Galiza e Astúrias (figura 4.4(a) e 4.4(b)). Os valores mais baixos desta função caracterizam uma região situada na costa leste peninsular.

A área da região definida pela função EOF1 é francamente maior para os dados de reanálise do que para os dados observados.

SEGUNDA FUNÇÃO PRÓPRIA DA TEMPERATURA DE VERÃO

A função EOF2 explica 12,8% da variância total da temperatura de verão nos dados observados e 13,6% da variância total da temperatura de verão nos dados de reanálise. Neste caso, esta função empírica ortogonal revela um evidente contraste leste/oeste (figuras 4.4(c) e 4.4(d)). Este modo está associado às séries da temperatura de verão da região de Valência e da Catalunha, no caso dos dados observados. Com os dados de reanálise, esta função define uma região localizada na Catalunha, em Aragão e no norte de Navarra. De outra forma, a região definida pela EOF2 com os dados de reanálise está deslocada para nordeste. Os menores valores da EOF2 registaram-se numa zona localizada a ocidente e que atravessa toda a península conforme mostra a figura 4.4(c) e 4.4(d).

TERCEIRA FUNÇÃO PRÓPRIA DA TEMPERATURA DE VERÃO

A terceira função própria da temperatura de verão explica, respectivamente, 6,7% e 8.1% (da variância total dos dados observados e dos dados de reanálise. A figuras 4.4(e) e 4.4(f) mostra que, a terceira EOF está relacionada com a temperatura de verão de uma região localizada na costa sul mediterrânica.

A extensão desta região é substancialmente maior no caso dos dados de reanálise, e compreende a Andaluzia, a região de Múrcia e parte da região valenciana. Com os dados observados, a EOF3 define três pequenas regiões localizadas no sul da Andaluzia, no sudeste da região valenciana e na Cantábria.

Relativamente aos padrões obtidos com os dados observados e de reanálise, verificámos alguma similitude. O padrão obtido para a terceira função empírica ortogonal, com os dois tipos de dados, apresenta algumas diferenças, nomeadamente na zona da Cantábria.

Verificámos, que de uma maneira geral, as regiões definidas pelos valores mais elevados das três funções empíricas ortogonais apresentam uma área maior para os dados de reanálise. Este facto, mais uma vez, julgamos estar relacionado com as diferenças das malhas utilizadas.

4.5.3. EVAPORAÇÃO

Do ponto de vista termodinâmico, a evaporação não é uma variável de estado, mas representa o fluxo de vapor de água à superfície. A evaporação é, conjuntamente com a precipitação, um dos elementos básicos do ciclo hidrológico. Por este motivo, de um ponto de vista climático é importante considerar esta variável e estudar o seu comportamento.

No estudo da evaporação considerámos apenas dados observados. Relativamente aos dados observados da evaporação que tivemos acesso, estamos bastante limitados espacialmente.

Os valores da variância explicada pelos principais modos do campo de evaporação encontram-se na Tabela IV.3.

Tabela IV.3 – *Percentagem da variância explicada pelas principais funções empíricas ortogonais. (DO, dados observados; DREA, dados de reanálise)*

	EOF1	EOF2	EOF3
	%	%	%
Evaporação anual (DO)	71,6	6,7	———
Evaporação de verão (DO)	50,6	6,5	4,7

PRIMEIRA FUNÇÃO PRÓPRIA DA EVAPORAÇÃO ANUAL

A principal fonte de variabilidade é a primeira função própria da evaporação anual que explica 71,6% da variância total.

A configuração espacial do primeiro modo está representada pela figura 4.5(a). Verifica-se que a primeira função própria apresenta um comportamento bastante homogéneo em toda a PI. Os valores mais baixos desta função obtiveram-se no norte e no sudeste da península (figura 4.5(a)).

Os valores mais elevados desta função definem uma zona no interior na PI que coincidem com os valores relativamente elevados do índice de continentalidade de Gorzynski apresentados por Tullot (1983).

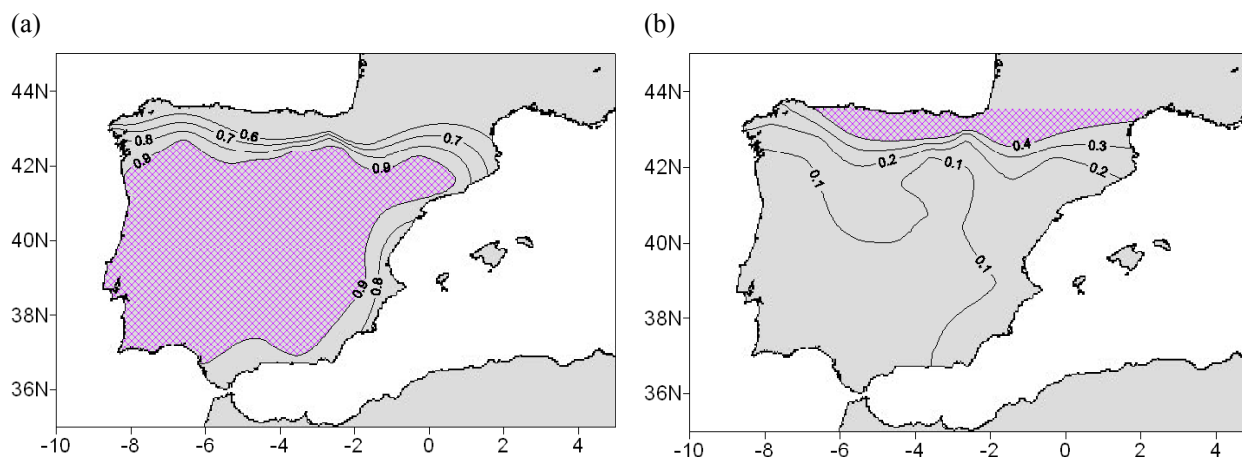


Figura 4.5 - Mapas das funções empíricas ortogonais da evaporação anual: (a) EOF1; (b) EOF2.

SEGUNDA FUNÇÃO PRÓPRIA DA EVAPORAÇÃO ANUAL

A segunda função empírica ortogonal, associada à evaporação anual, explica 6,7% da variância total. Esta função separa os comportamentos das regiões norte e sul (figura 4.5(b)).

A função EOF2 define uma região situada no norte da península (Galiza, Astúrias, onde esta função toma os valores mais elevados. Numa vasta região, localizada no oeste peninsular e sul mediterrânico, a EOF2 apresenta os valores mais baixos.

Na figura 4.6 apresentamos os resultados obtidos para os padrões da evaporação de verão.

PRIMEIRA FUNÇÃO PRÓPRIA DA EVAPORAÇÃO DE VERÃO

O modo de primeira ordem da evaporação de verão está associado a 50,6% da variância total. Esta função empírica ortogonal define uma região no interior da península e que abarca o sudoeste da região de Aragão e o norte e nordeste da região de Castilla-La Mancha. Nesta região, os valores da segunda EOF são superiores a 0,9. A região onde a EOF1 regista os menores valores situa-se no sul e sudeste de Espanha (Andaluzia, região de Múrcia e região de Valência) (figura 4.6(a)).

SEGUNDA FUNÇÃO PRÓPRIA DA EVAPORAÇÃO DE VERÃO

A EOF2 explica 6,5% da variância total da evaporação de verão e a figura 4.6(b) mostra a sua distribuição espacial. Neste caso, obteve-se o contraste entre o norte e o sul. No norte, a segunda função própria é caracterizada por valores superiores a 0,4 e no sul, apresenta valores inferiores a 0,1. Nas regiões sudoeste oceânica e sul mediterrânica registam-se os menores valores da EOF2.

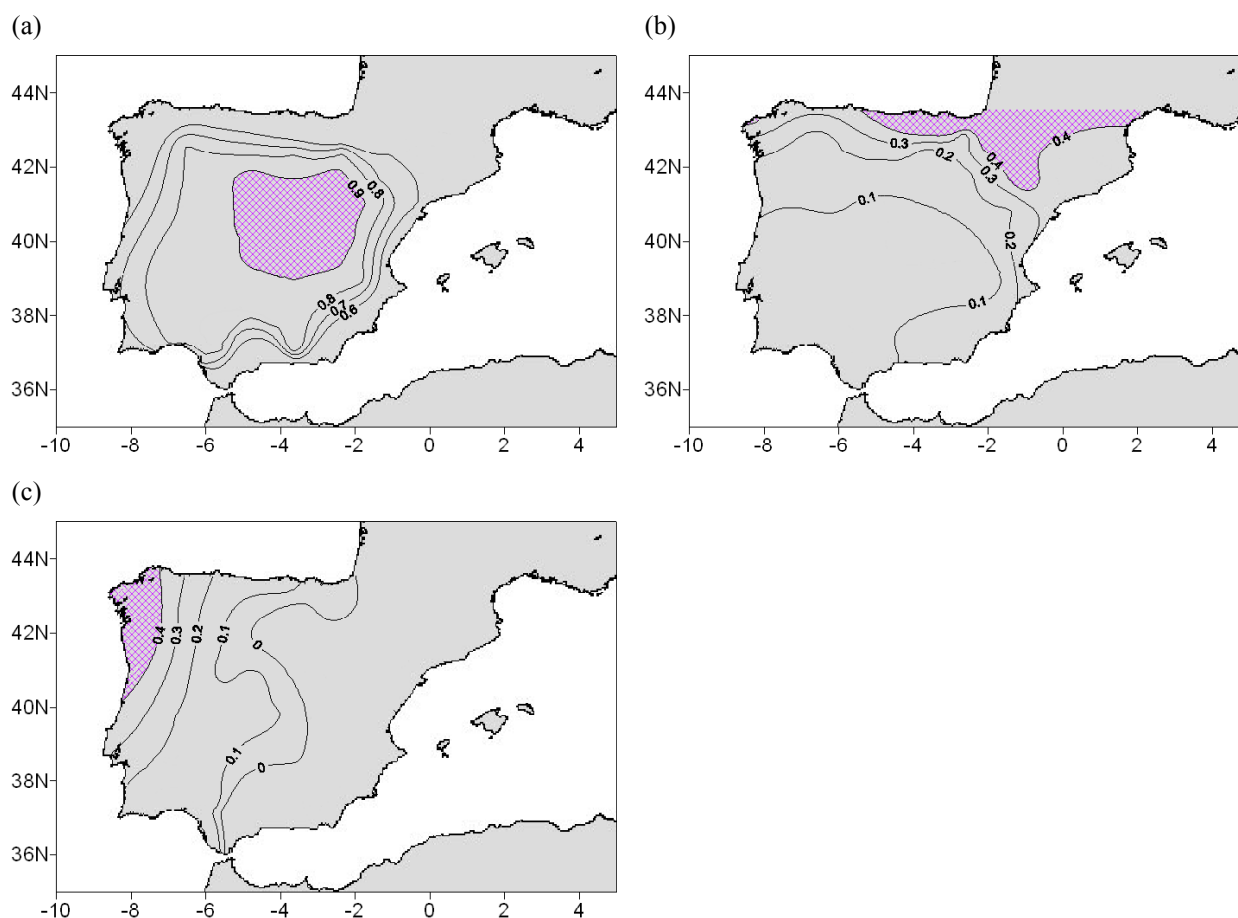


Figura 4.6 - Mapas das funções empíricas ortogonais da evaporação de verão: (a) EOF1; (b) EOF2; (c) EOF3

TERCEIRA FUNÇÃO PRÓPRIA DA EVAPORAÇÃO DE VERÃO

O modo de terceira ordem está associado a 4,7% da variância total da evaporação de verão. O padrão obtida para este modo é mostrado na figura 4.6(c) e revela um contraste entre o oeste e o leste peninsular. A isolinha de zero define a fronteira entre estas duas regiões, cortando a península de norte a sul e atravessando as regiões de Navarra, Castilla-Léon, Castilla-La Mancha e Andaluzia. Os valores mais elevados para a EOF3 foram obtidos numa pequena região localizada na costa norte ocidental, valores superiores a 0,5, e os menores valores são característicos da costa sul e sudeste mediterrânica, valores inferiores a -0,1.

Na generalidade, este método de análise aplicados às séries de evaporação, permitiu obter duas regiões com comportamentos claramente distintos, a saber, as regiões localizadas no interior e no norte da península.

4.6. CONCLUSÕES

Relativamente ao campo da precipitação na PI, a análise de variabilidade espacial revelou que:

- (i) a primeira EOF da precipitação está relacionada com uma região localizada no noroeste peninsular, ou seja, este modo sugere o contraste oeste/leste;
- (ii) a segunda EOF está associada à precipitação anual a regiões localizadas no sul da península (região da Andaluzia), ou seja, este modo sugere o contraste sul/norte;
- (iii) a terceira EOF está relacionada com a precipitação anual registada na região valenciana;
- (iv) a quarta EOF define uma zona situada no norte oriental da península, localizada na região de Navarra, Cantábria e País Basco;

Com a análise de variabilidade do campo da temperatura concluímos que:

- (i) o primeiro modo ortogonal está associado às regiões localizadas na Galiza e numa vasta zona de Portugal, ou seja, esta função sugere o contraste entre o ocidente e o oriente.
- (ii) o segundo modo ortogonal sugere uma divisão entre o nordeste e o restante território peninsular;
- (iii) o terceiro modo ortogonal define uma região localizada no sul e no sudeste peninsular, ou seja, está relacionado com as regiões que sofrem influência directa dos fenómenos de mesoescala oriundos do norte de África e Mediterrâneo.

No que diz respeito aos padrões obtidos com os dados observados e os dados de reanálise verificamos a existência de uma certa similitude. Porém, as regiões associadas aos principais modos de variabilidade obtidas com os dados de reanálise são maiores em extensão. Esta diferença, provavelmente, está relacionada com as diferentes malhas utilizadas. No entanto, dadas as semelhanças entre os padrões obtidos, os dados de reanálise parecem ser uma boa opção para estudos de variabilidade climática.

Os resultados obtidos com a análise de variabilidade do campo da evaporação mostram que:

(i) o primeiro modo ortogonal da evaporação anual é bastante homogêneo e está associado a uma vasta zona que abrange quase toda a península. No entanto, é possível afirmar que este modo sugere o contraste interior/litoral;

(ii) o comportamento do segundo modo da evaporação anual sugere uma distinção entre o norte e o sul;

(iii) o primeiro modo ortogonal da evaporação de verão define uma região localizada no interior da península;

(iv) o segundo modo ortogonal da evaporação de verão mostra o contraste entre o norte e o sul peninsular;

(v) o terceiro modo ortogonal da evaporação de verão está associado a um dipolo oeste/leste.

**5 - VARIABILIDADE
TEMPORAL NA PENÍNSULA
IBÉRICA**

SUMÁRIO - Neste capítulo descreve-se o modelo estatístico utilizado para a reconstrução de séries e faz-se uma revisão sumária dos fundamentos teóricos dos métodos que o permitiram desenvolver. Apresentamos os resultados obtidos com a sua aplicação e os resultados obtidos com a análise de variabilidade temporal das componentes principais dos campos da precipitação, da temperatura e da evaporação. A aplicação da análise de correlação e da análise de coerência permitiu (i) relacionar as oscilações com fenómenos físicos de carácter global, (ii) encontrar uma justificação física para as oscilações encontradas nas séries temporais das diferentes grandezas e (iii) justificar a utilização de dados de reanálise.

5.1. ANÁLISE DA VARIABILIDADE TEMPORAL

Define-se série temporal como um conjunto de observações obtidas sequencialmente no tempo. Estas séries podem ser discretas ou contínuas e, a análise da sua evolução num determinado intervalo de tempo permite o estudo da variabilidade temporal.

Os métodos mais simples aplicados na análise de variabilidade temporal consistem em decompor as séries nos mais diversos tipos de flutuações regulares como o efeito sazonal, a tendência, as variações cíclicas e outras variações irregulares.

5.2. ANÁLISE ESPECTRAL. MÉTODOS DE ANÁLISE ESPECTRAL

O método mais usual, em estudos de variabilidade temporal, é a análise espectral baseada no método de Fourier e, mais recentemente, na Transformada Rápida de Fourier (FFT – *Fast Fourier Transform*). Nestas técnicas, o cálculo do espectro é feito a partir da transformada de Fourier no entanto, existem outros métodos como o da entropia máxima (MEM – *Maximum Entropy Method*), a análise espectral singular (SSA – *Singular Spectrum Analysis*) ou a análise de *wavelet*.

O MEM é uma técnica de análise espectral apropriada para estimar frequências de séries temporais geradas por um processo linear autoregressivo (AR) de primeira ordem ou de ordem M (Burg, 1967 citado em Childens, 1978). Neste método calcula-se a densidade espectral, realizando uma transformação nos coeficientes de um modelo autoregressivo que se ajusta à série temporal. O método permite distinguir entre contribuições de harmónicos próximos e identifica, com uma grande precisão, a frequência de harmónicos individuais. No entanto, esta técnica gera, com regularidade, picos falsos. Este problema é parcialmente resolvido com o desenvolvimento de

critérios que permitam estimar a ordem óptima do filtro (Haykin e Kesler, 1983; Benoist, 1986), ou com a aplicação de outras técnicas, como o Método Multi-Taper. Segundo Marple (1987), a resolução do MEM é inversamente proporcional à resolução sinal-ruído.

A SSA foi originalmente desenvolvida por Broomhead e King (1986) como um método de reconstrução dinâmica. Este método baseia-se no conhecimento de um elevado número de observações de uma única variável, permitindo a reconstrução do desenvolvimento da série. Esta análise espectral permite extrair a maior informação possível das séries temporais curtas, ruidosas e das quais *a priori*, não existe um conhecimento da dinâmica que as governa. É uma aplicação da análise de componentes principais, no domínio temporal, com o objectivo de descrever a variabilidade de uma série, em função de cópias dos dados deslocadas no tempo. Com esta aproximação obtêm-se uma série de filtros que permitem a separação da série temporal em componentes estatisticamente independentes, as quais podem ser classificadas em tendência, oscilações determinísticas e ruído.

Na análise de *wavelets*, a série temporal é descrita por uma família de funções, as chamadas *wavelets*. Esta descrição é obtida fazendo a convolução da série temporal com determinadas funções. As funções escolhidas dependem do comportamento da série temporal a estudar.

5.2.1. ANÁLISE DE FOURIER

Genericamente, a análise de Fourier permite descrever as flutuações de uma série temporal comparando-as com sinusóides. Ou seja, com esta técnica, a partir da função de autocovariância das séries de dados obtêm-se os coeficientes das sinusóides para um conjunto discreto de frequências. Na prática agrupam-se as frequências vizinhas em bandas de frequência.

A densidade espectral de uma série é, então, estimada a partir das amplitudes das sinusóides para uma banda de frequências e é representada como uma função da frequência. Essa função indica de que modo a variação, associada aos dados, está distribuída pelas diferentes bandas de frequências.

5.2.2. FUNDAMENTO TEÓRICO

Seja $f(t)$ uma função que satisfaz as seguintes condições, denominadas de condições de Dirichlet:

- (i) $f(t)$ é definida no intervalo $[-\pi; \pi]$;
- (ii) $f(t)$ tem um número finito de descontinuidades;
- (iii) $f(t)$ tem um número finito de máximos e de mínimos.

Esta função pode ser aproximada por uma série de Fourier, de acordo com:

$$f(t) = \frac{a_0}{2} + \sum_{r=1}^k a_r \cos(rt) + \sum_{r=1}^k b_r \sin(rt) \quad (5.1)$$

onde

$$a_0 = \frac{1}{\pi} \int_{-\pi}^{\pi} f(t) dt \quad (5.1a)$$

$$a_r = \frac{1}{\pi} \int_{-\pi}^{\pi} f(t) \cos(rt) dt \quad (5.1b)$$

$$b_r = \frac{1}{\pi} \int_{-\pi}^{\pi} f(t) \sin(rt) dt \quad (5.1c)$$

$$r = 1, 2, 3, \dots \quad (5.1d)$$

As periodicidades das séries de dados podem ser encontradas utilizando uma representação de Fourier adequada às séries temporais. A equação (5.1) é apropriada para uma função $f(t)$ contínua, definida no intervalo $[-\pi; \pi]$. Os nossos dados são descritos por uma função discreta e definidos no intervalo de tempo $t = 1, 2, \dots, N$, em que N é o número de observações que dispomos.

Seja ω a frequência à qual vamos ajustar os dados com $\omega = \frac{2\pi p}{N}$ e $p = 1, 2, \dots, N$.

Então, a nossa série pode ser aproximada por uma série de Fourier, de acordo com:

$$x(t) = a_0 + \sum_{p=1}^{\frac{N-1}{2}} a_p \cos\left(\frac{2\pi pt}{N}\right) + \sum_{p=1}^{\frac{N-1}{2}} b_p \sin\left(\frac{2\pi pt}{N}\right), \quad (5.2)$$

para $t = 1, 2, \dots, N$, sendo

$$a_0 = \bar{x} \quad (5.2a)$$

$$a_p = \frac{2}{N} \sum_{t=1}^N x(t) \cos\left(\frac{2\pi pt}{N}\right) \quad (5.2b)$$

$$b_p = \frac{2}{N} \sum_{t=1}^N x(t) \sin\left(\frac{2\pi pt}{N}\right) \text{ com } p = 1, \dots, \frac{N}{2}. \quad (5.2c)$$

Segundo Chatfield (1980), o efeito da análise de Fourier é uma partição da variabilidade da série pelas componentes de frequência $\frac{2\pi}{N}, \frac{4\pi}{N}, \dots, \pi$.

A componente com frequência $\omega_p = \frac{2\pi p}{N}$ é denominada por harmónico de ordem p e para $p \neq \frac{N}{2}$ é dado pela seguinte equação:

$$a_p \cos(\omega_p t) + b_p \sin(\omega_p t) = R_p \cos(\omega_p t + \phi_p), \quad (5.3)$$

onde $R_p = \sqrt{a_p^2 + b_p^2}$ é a amplitude e $\phi_p = \tan^{-1}\left(\frac{-b_p}{a_p}\right)$ é a fase.

Se os dados a analisar têm uma componente periódica ω é possível conhecer essa componente e simular os dados de acordo com:

$$x(t) = R \cos(\omega t + \phi) + \varepsilon(t) + \mu \quad (5.4)$$

onde $x(t)$ é a série temporal dos dados, μ é uma constante que está relacionada com o intervalo de variação dos dados e $\varepsilon(t)$ é o resíduo. A constante μ pode ser desprezada quando os dados são centrados.

A quantidade $S(R, \phi, \mu)$ é definida como uma medida do tamanho dos resíduos, isto é:

$$S(R, \phi, \mu) = \sum_{t=1}^N (x(t) - \mu - R \cos(\omega t + \phi))^2, \quad (5.5)$$

em que

$$\varepsilon(t) = \sum_{t=1}^N (x(t) - \mu - R \cos(\omega t + \phi)). \quad (5.5a)$$

Na construção do modelo que utilizámos determinaram-se os parâmetros R , ϕ e μ , minimizando a quantidade (5.5), ou seja, aplicou-se o método dos mínimos quadrados para uma componente harmónica.

Na realidade, os dados têm mais do que uma componente harmónica, pelo que é necessário juntar as funções trigonométricas adequadas. A obtenção de um modelo geral é descrito por:

$$x(t) = \mu + \sum_{j=1}^m (A_j \cos \omega_j t + B_j \sin \omega_j t) + \varepsilon(t). \quad (5.6)$$

A solução desta equação pode obter-se por métodos numéricos ou utilizando um método segundo o qual se dividem os parâmetros a calcular em subconjuntos. Cada subconjunto é, então, optimizado separadamente, mantendo os restantes subconjuntos fixos. A optimização global é obtida tendo-se em conta todos os subconjuntos.

Minimizando a quantidade (5.5), relativamente a μ e mantendo os demais parâmetros fixos, a optimização que se obtém é a média das séries corrigidas, ou seja,

$$x(t) - \sum_{j=1}^m (A_j \cos \omega_j t + B_j \sin \omega_j t), \text{ para } t = 1, \dots, n-1. \quad (5.7)$$

Mantendo os restantes parâmetros fixos e derivando em ordem a ω_k , A_k e B_k , o problema é minimizar

$$\sum_{t=0}^{n-1} \left[x(t) - \mu - \sum_{j=1, j \neq k}^m (A_j \cos \omega_j t + B_j \sin \omega_j t) - (A_k \cos \omega_k t + B_k \sin \omega_k t) \right]^2 =$$

$$\sum_{t=0}^{n-1} [y(t) - A_k \cos \omega_k t + B_k \sin \omega_k t]^2, \quad (5.8)$$

onde

$$y(t) = x(t) - \mu - \sum_{j \neq k} (A_j \cos \omega_j t + B_j \sin \omega_j t) \quad (5.9)$$

Esta simplificação é realizada iterativamente para $k = 1, \dots, m$, corrigindo simultaneamente as séries com a média e estimando os parâmetros.

5.2.3. FREQUÊNCIA DE NYQUIST

Considere-se que os dados são medidos em intervalos de tempo T , ou seja, a t -ésima observação é obtida em tT . Se os dados são puramente sinusoidais, então,

$$x(t) = \cos(\omega t) = \cos\left(\frac{2\pi}{T}t\right). \quad (5.10)$$

Define-se frequência de Nyquist como a máxima frequência para a qual podemos extrair informação. Se exprimirmos esta grandeza em ciclos por unidade de tempo, a frequência de Nyquist é $\frac{1}{2T}$, ou seja, metade da taxa de observações por unidade de tempo. Assim, as frequências obtidas não podem ser maiores que a frequência de Nyquist.

5.2.4. TRANSFORMADA RÁPIDA DE FOURIER (FFT)

A transformada rápida de Fourier, ou simplesmente FFT, é um conjunto de algoritmos que permite calcular a transformada rápida de Fourier de uma série de dados, em todas as frequências.

O primeiro algoritmo da transformada rápida de Fourier foi apresentado em 1965 por Cooley e Tukey. Em 1966, Sande e Gentleman desenvolveram uma variação deste algoritmo, o qual ficou conhecido como algoritmo de Sande-Tukey. Bringham (1974) analisou os fundamentos teóricos da FFT.

A FFT é um algoritmo bastante utilizado nos pacotes estatísticos habituais. Apresenta como vantagem a diminuição do número de operações relativamente ao método clássico. Com o método clássico, para o cálculo da transformada de uma série dados x_0, x_1, \dots, x_{n-1} , de comprimento n é necessário efectuar as somas:

$$n_j = \sum_{t=0}^{n-1} x(t) e^{(-i\omega_j t)}, \text{ com } j = 0, 1, \dots, n-1 \quad (5.11)$$

Em cada uma destas somas executam-se n multiplicações e n adições complexas. O algoritmo considera n^2 operações, ou melhor, $n(n-1)$ operações, já que o primeiro termo em todas as somas é x_0 .

Os valores da variável complexa são

$$e^{(-i\omega_j t)} = e^{\left\{-2\pi i \left(\frac{jt}{n}\right)\right\}}. \quad (5.12)$$

Dado que j varia entre $0, \dots, n-1$, estes valores dependem apenas do resíduo da divisão entre jt e n , pelo que apenas n valores distintos da exponencial têm que ser tabulados, para calcular estas somas.

Os resultados obtidos com a FFT são iguais aos obtidos com o método clássico, mas há a vantagem do número de adições e multiplicações ser de $n \log_2 n$.

A FFT fracciona a sucessão completa $\{x(t)\}$ num certo número de sucessões mais curtas, tal que não se calcula a transformada de Fourier da série original, mas a transformada de sequências mais curtas. A transformada completa da série original obtêm-se por combinação destas transformadas (Newland, 1983).

5.3. MODELO TEMPORAL

O modelo estatístico aplicado neste trabalho integra a análise espectral e um conjunto de outras técnicas constituído pelo teorema de decomposição de Wold, pela transformada rápida de Fourier (como algoritmo da análise espectral), pela regressão linear múltipla e por métodos autoregressivos.

O modelo desenvolvido baseia-se no teorema de decomposição de Wold. De acordo com este teorema, a evolução de uma série temporal é a soma de componentes determinísticas, de componentes estocásticas e de componentes puramente aleatórias, ou seja:

$$x(t) = \sum_{j=1}^{n_1} y_j(t) + \sum_{j=1}^{n_2} z_j(t) + \omega(t) \quad (5.13)$$

onde $x(t)$ representa os dados temporais. $\sum_{j=1}^{n_1} y_j(t)$ representa a componente determinística, que está associada a oscilações significativas, e explica a maioria da variância das séries. $\sum_{j=1}^{n_2} z_j(t)$ representa a componente estocástica, que é descrita por um modelo autoregressivo, e $\omega(t)$ representa a componente aleatória.

Este modelo assenta no pressuposto que as séries são estacionárias.

5.3.1. ESTACIONARIEDADE DAS SÉRIES

A estacionariedade das séries pode efectuar-se a partir do estudo da função de autocorrelação.

Como o próprio nome indica, entende-se por autocorrelação a correlação da série por ela mesma, mas desfasada no tempo. Isto é, a função de autocorrelação é o valor médio de $x(t)x(t+\tau)$, em que $x(t)$ é a série temporal e τ é o desfasamento no tempo. No nosso caso, o desfasamento considerado é de 1 ano.

Considere-se o valor médio de $x(t)x(t+\tau)$. Se este valor só depende de τ , então o processo é estocástico, ou seja:

$$E[x(t)x(t+\tau)] = f(\tau) = \gamma_x(\tau), \quad (5.14)$$

onde $\gamma_x(\tau)$ é a função de autocorrelação (ou autocovariância) para $x(t)$.

Neste trabalho, a estacionariedade das séries foi avaliada e o valor da autocorrelação foi utilizado como um indicador da persistência, isto é, permitiu averiguar se as séries num determinado ano dependiam dos valores da mesma série no ano anterior.

A avaliação da estacionariedade das séries, requisito necessário para a aplicação de modelos probabilísticos, consistiu na determinação das componentes determinísticas. Na prática, nas diferentes séries temporais identificaram-se e separaram-se as oscilações de uma determinada frequência.

A etapa que antecedeu este procedimento foi constituída pela análise estatística dos dados. Para cada série foi calculada a média, o desvio padrão, o coeficiente de assimetria e o coeficiente de achatamento (os resultados obtidos encontram-se no Apêndice B). Estas grandezas estatísticas

permitiram a padronização das séries, assegurando com este procedimento que, os espectros obtidos a partir das séries padronizadas são comparáveis entre si.

A tendência das séries de dados foi também investigada com o teste de Mann, que permitiu investigar se as séries apresentam uma diminuição, ou um aumento, estatisticamente significativo. Os resultados obtidos com esta análise encontram-se no Apêndice C. Este passo é indispensável para determinar a causa dos picos na zona das baixas frequências. Isto é, investigar se estes picos se devem à existência de tendência na série ou a uma onda de grande período. No primeiro caso, os picos nas baixas frequências indicam uma tendência significativa nos dados. No segundo caso, estes picos informam acerca da presença de um ciclo cujo período é superior ao comprimento da série, o que significa grande variabilidade da série.

5.3.2. ANÁLISE ESPECTRAL COM O ALGORITMO DA TRANSFORMADA RÁPIDA DE FOURIER (FFT)

Para a identificação das oscilações utilizou-se a análise espectral. Ou seja, para obtermos as oscilações de cada uma das séries usámos o algoritmo da FFT com uma janela de Tukey-Hamming. O uso deste filtro permitiu-nos observar os picos das oscilações de uma forma mais clara. Encontramos na literatura diversos trabalhos onde se utiliza a análise espectral recorrendo ao uso das mais diversas janelas, põe exemplo, a janela de Hanning e a janela de von Hann (Mass e Schneider, 1977; Krepper *et al*, 1989; Mende *et al*, 1993; Hogg, 1995; Nicholson e Kim, 1997).

Na análise visual de um espectro o que se evidencia são os picos maiores. As frequências associadas às oscilações mais importantes são as dos picos maiores, pois a área delimitada pela curva do espectro dá-nos a variância da série.

Com a selecção das frequências dos picos maiores, uma vez que estas explicam uma parte importante da variância temporal da série, é possível reconstruir o comportamento das séries e analisar a sua variabilidade temporal. A questão que agora se levanta é quantas frequências devemos escolher para construir o nosso modelo?

5.3.3. SELECÇÃO DAS FREQUÊNCIAS SIGNIFICATIVAS

A selecção do número adequado de frequências resulta do compromisso entre (i) o significado das frequências, (ii) o significado físico das frequências e (iii) o número suficiente de frequências.

Relativamente ao ponto (i), o ajuste entre a série reconstruída e a série original é tanto melhor quanto maior for número de frequências. No entanto, as frequências utilizadas no modelo não devem contribuir com informação redundante. Isto é, as frequências a incorporar devem fornecer informação que ainda não esteja no modelo. Desta forma, as frequências a integrar o modelo devem ser significativas e em pequeno número.

O estudo da variabilidade temporal assenta nas oscilações significativas presentes na série e que são um reflexo de oscilações gerais, ou seja, têm uma explicação física. Por este motivo, e no que diz respeito a (ii), o número de oscilações escolhido para integrar o modelo é pequeno, pois nem todas as oscilações estão associadas a causas físicas.

Quanto ao ponto (iii), as frequências utilizadas no modelo devem ser em número suficiente para que o espectro residual corresponda ao espectro de uma série à qual foi retirada a componente determinística. Ou seja, os picos do espectro residual, espectro resultante da extracção daquelas frequências da série original, não devem ultrapassar os níveis de significação que definimos previamente.

Tendo em conta este conjunto de critérios, o número de frequências seleccionado no nosso modelo é ajustado a cada uma das séries. Este número descreve com razoabilidade o comportamento das séries e é suficiente para que, os respectivos espectros residuais não tenham picos significativos.

5.3.4. ESPECTRO RESIDUAL

O procedimento anterior dá-nos informação acerca das frequências que foram escolhidas para descrever o comportamento das séries, isto é, das frequências que são significativas. Porém, o número de frequências seleccionadas pode ser significativa e, no entanto, ser insuficiente para descrever o comportamento determinístico da série. Para apurar a conformidade do número de frequências, procede-se ao cálculo do espectro residual das séries, ou seja, avalia-se o espectro da série eliminando as oscilações previamente escolhidas. Assim, ao eliminarmos a parte determinística da série, o espectro residual não deve apresentar picos significativos.

Segundo Mitchell (1966), a determinação dos picos significativos no espectro residual é feita a partir da função de autocorrelação da série e a população espectral é dada por

$$S_k = \frac{1 - r_1^2}{1 + r_1^2 - 2r_1 \cos(\pi k / N)}. \quad (5.15)$$

O espectro da série residual é comparado com esta população. Se o espectro tem picos que ultrapassem o nível de significância, então, o número de frequências escolhidas é insuficiente. Neste caso é necessário escolher um novo conjunto de frequências. Caso contrário, o espectro residual têm apenas oscilações estocásticas que não ultrapassem o nível de significância.

5.3.5. AJUSTE DAS FREQUÊNCIAS SIGNIFICATIVAS

A fase seguinte consiste em ajustar as frequências das oscilações mais importantes para cada série a um modelo sinusoidal. O ajuste é feito com o algoritmo de Levenberg-Marquard (Press *et al.*, 1992). Este procedimento permite obter as amplitudes e as fases que melhor se ajustam a este modelo sinusoidal.

As frequências, as amplitudes e as fases das oscilações mais importantes constituem as variáveis dependentes de um modelo de regressão múltipla.

5.3.6. CORRECÇÃO AUTO-REGRESSIVA COM MODELOS PROBABILÍSTICOS

Com os procedimentos anteriores, retirou-se a componente determinística à série temporal, obtendo-se desta forma uma série estacionária. Este pressuposto é necessário para a aplicação de um modelo probabilístico que descreve o comportamento estocástico dos dados.

Os modelos probabilísticos são modelos estocásticos aleatórios e evoluem no tempo de acordo com leis probabilísticas.

Define-se um processo estocástico como uma sucessão de variáveis aleatórias tais que $\{X(t); t \in T\}$, em que T é o conjunto de tempos onde se define o processo. O processo $\{X(t); t \in T\}$ gera uma variável aleatória distinta para cada valor de t .

Os momentos de primeira ordem (como a média, μ) e de segunda ordem (como a variância, σ^2 e a covariância, γ) podem ser utilizados para caracterizar um processo estocástico.

Uma série temporal diz-se estacionária quando, ao deslocarmos a origem dos tempos não se verifica qualquer efeito nas variáveis aleatórias, medidas nesses intervalos de tempo. Assim, num processo estocástico estacionário, a média e a variância são constantes para todos os valores de t e, a covariância não depende de t mas do desfasamento τ , ou seja,

$$\mu(t) = \mu = E[x(t)], \quad (5.16)$$

$$\sigma^2(t) = \sigma^2 = Var[x(t)], \quad (5.17)$$

$$\gamma(t, t + \tau) = \gamma(t) = Cov[x(t), x(t + \tau)]. \quad (5.18)$$

Em determinadas circunstâncias é vantajoso utilizarmos a função de autocorrelação $\rho(\tau)$ em vez da covariância, dado que $\rho(\tau)$ é adimensional. Define-se função de autocorrelação de um processo estocástico estacionário de média μ e variância σ^2 como:

$$\rho(\tau) = \frac{\gamma(\tau)}{\gamma(0)} = \frac{\gamma(\tau)}{\sigma^2}. \quad (5.19)$$

A função de autocorrelação $\rho(\tau)$ é útil na classificação de processos probabilísticos. Assim, entre os processos estocásticos mais importantes incluem-se (i) processos puramente aleatórios, (ii) processos de trajectória aleatória (*random walk*), (iii) processos de médias móveis, (iv) processos auto-regressivos, (v) modelo misto, (vi) modelo integrado e (vii) processo linear geral.

No caso (i), um processo discreto $\{z(t)\}$ diz-se puramente aleatório, ou ruído branco, se as variáveis aleatórias são uma sequência de variáveis independentes com idêntica distribuição. Neste processo, a média e a variância são constantes e a função de autocorrelação não depende do tempo, ou seja,

$$\rho(k) = \begin{cases} 1, & \text{se } k = 0 \\ 0, & \text{se } k = \pm 1, \pm 2, \dots \end{cases} \quad (5.20)$$

Quanto a (ii), um processo diz-se um processo de trajectória aleatória se

$$x(t) = x(t-1) + z(t), \quad (5.21)$$

sendo $\{z(t)\}$ um processo discreto puramente aleatório de média μ e variância σ_z^2 .

Relativamente a (iii), considere-se um processo discreto puramente aleatório com média μ e variância σ^2 . $\{x(t)\}$ é um processo de média móvel de ordem q , (MA(q) – *Move Average*), se

$$x(t) = \beta_0 z(t) + \beta_1 z(t-1) + \dots + \beta_q z(t-q), \quad (5.22)$$

com os β_i constantes. Nestes processos verifica-se que

$$E[x(t)] = 0, \quad (5.23)$$

e

$$Var[x(t)] = \sigma^2 \sum_{i=0}^q \beta_i^2. \quad (5.24)$$

No que diz respeito a (iv), um processo diz-se auto-regressivo de ordem p AR (AR – *Autoregressive Process*) se

$$x(t) = \alpha_1 x(t-1) + \dots + \alpha_p x(t-p) + z(t) \quad (5.25)$$

onde $z(t)$ é um processo discreto puramente aleatório de média μ e variância σ_z^2 . O nome “auto-regressivo” resulta da semelhança entre a equação 5.25 e uma equação de regressão onde as variáveis independentes são valores de $x(t)$ desfasados no tempo.

Os modelos mistos (v) ou ARMA (ARMA – *Autoregressive and Move Average Process*) são uma combinação dos modelos AR e MA e podem ser representados por:

$$x(t) = \alpha_1 x(t-1) + \dots + \beta_p z(t-p) + z(t) + \alpha_1 x(t-1) + \dots + \beta_p z(t-p). \quad (5.26)$$

Relativamente (vi), o nome resulta da operação de integração que é necessário fazer para obtermos um modelo estacionário real.

Algumas das séries temporais usadas em Climatologia não são estacionárias. Então, na sua análise é necessária eliminar previamente as fontes que contribuem para as variações não estacionárias, para posterior aplicação de um dos modelos já descritos. Outra possibilidade de estudar tais séries consiste em aplicar o operador diferenciação ∇^d , quantas vezes as necessárias,

para obter um modelo estacionário. O modelo geral auto-regressivo de média móvel e integrado é um processo ARIMA e pode assumir a seguinte forma:

$$\omega(t) = \alpha_1 \omega(t-1) + \dots + \alpha_p \omega(t-p) + z(t) + \dots + \beta_1 z(t-1) + \dots + \beta_p \omega(t-p), \quad (5.27)$$

com $\omega(t) = \nabla^d x(t)$

Um processo de média móvel de ordem infinita e média diferente de zero denomina-se de processo linear geral. Este modelo obtêm-se submetendo um processo puramente aleatório a um sistema linear, ou seja,

$$x(t) - \mu = \sum_{i=0}^{\infty} \beta_i z(t-i). \quad (5.28)$$

Como já foi anteriormente afirmado, para aplicação de um determinado modelo probabilístico é necessário obter as séries estocásticas, por eliminação da componente determinística. Este processo, aplicado a cada uma das séries temporais, é constituído por três fases: cálculo da função autocorrelação, selecção do modelo probabilístico, que depende da função de autocorrelação, e ajuste numérico de cada série ao modelo escolhido.

Neste trabalho adoptámos uma metodologia diferente, isto é, para cada série residual aplicámos um modelo pré-definido (AR) e examinámos a significância do modelo aplicado. A aplicação do mesmo modelo, para quase todas as séries, deve-se a que a quase totalidade da variância corresponder à componente determinística, funcionando a componente estocástica como uma correcção dos resultados obtidos com o modelo determinístico.

No caso da precipitação, a selecção de um modelo do tipo AR(2) deve-se ao facto desta variável depender, em larga medida, da precipitação dos anos anteriores. O modelo AR(2) representa uma aproximação, das equações de segunda ordem utilizadas, para simular os processos dinâmicos da atmosfera.

Com o modelo determinístico e a frequência de Nyquist, as variações interanuais são condicionadas, isto é, obtêm-se oscilações com períodos superiores a dois anos. A introdução de um modelo AR(2) introduz informação e completa o modelo determinístico.

5.4. APLICAÇÕES DO MODELO TEMPORAL

A aplicação destes conhecimentos permitiu-nos a construção de um modelo. Este modelo gera uma série, à qual chamamos série reconstruída, cujo ajuste à série original é maximizado.

O modelo simula a série reconstruída a partir das componentes determinísticas e estocástica da variabilidade temporal, as quais foram filtradas do possível ruído. Este pressuposto garante um bom ajuste entre as duas séries.

Este modelo foi aplicado às séries representativas, das regiões definidas pela análise de RPCA dos dados anuais da precipitação e da temperatura, e a dados sazonais no caso da evaporação.

5.4.1. PRECIPITAÇÃO

Neste item descreveremos o processo de aplicação do modelo temporal às séries do Porto, Almeria, Barcelona e Bilbao. Estas séries são representativas das quatro regiões definidas pelo método RPCA. A descrição estatística destas séries encontra-se no Apêndice B, Tabela B.1.

Aplicando a técnica FFT às séries de anomalias padronizadas do Porto, Almeria, Barcelona e Bilbao obtivemos os respectivos espectros. As frequências significativas e a respectiva variância explicada encontram-se na Tabela V.1.

Tabela V.1 – *Distribuição espectral das séries temporais: (a) Porto; (b) Almeria; (c) Barcelona (d) Bilbao*

	2-3 anos	3-4 anos	4-7 anos	7-10 anos	10-20 anos	> 20 anos	Bondade do ajuste
	%	%	%	%	%	%	AR(2)
Porto	3		21	7		20	0,726 0,747
Almeria	28		8	9			0,640
Barcelona	33		13	6			0,725 0,757
Bilbao	11	4	22			24	0,752

A análise destes resultados permite-nos concluir que a variabilidade das séries está concentrada na zona das baixas frequências. No entanto, as séries do Porto e Bilbao também apresentam uma fracção importante de variabilidade na zona das altas frequências.

Considerando as oscilações representadas na Tabela V.1 para cada uma destas séries, o coeficiente de regressão linear para a parte puramente oscilatória varia entre 0,640 (Almeria) e 0,752 (Bilbao).

Os espectros residuais das séries (não apresentados neste trabalho) mostram que os respectivos picos não ultrapassam o nível calculado a partir da função de autocorrelação das séries, pelo que, a variabilidade determinística é explicada por estes conjuntos de frequências.

A correcção autoregressiva é significativa para a série do Porto e para a série de Barcelona (Tabela V.1). Por este motivo esta correcção foi tida em conta.

Toda esta informação integra o modelo que permitiu simular as séries temporais representadas na figura 5.1.

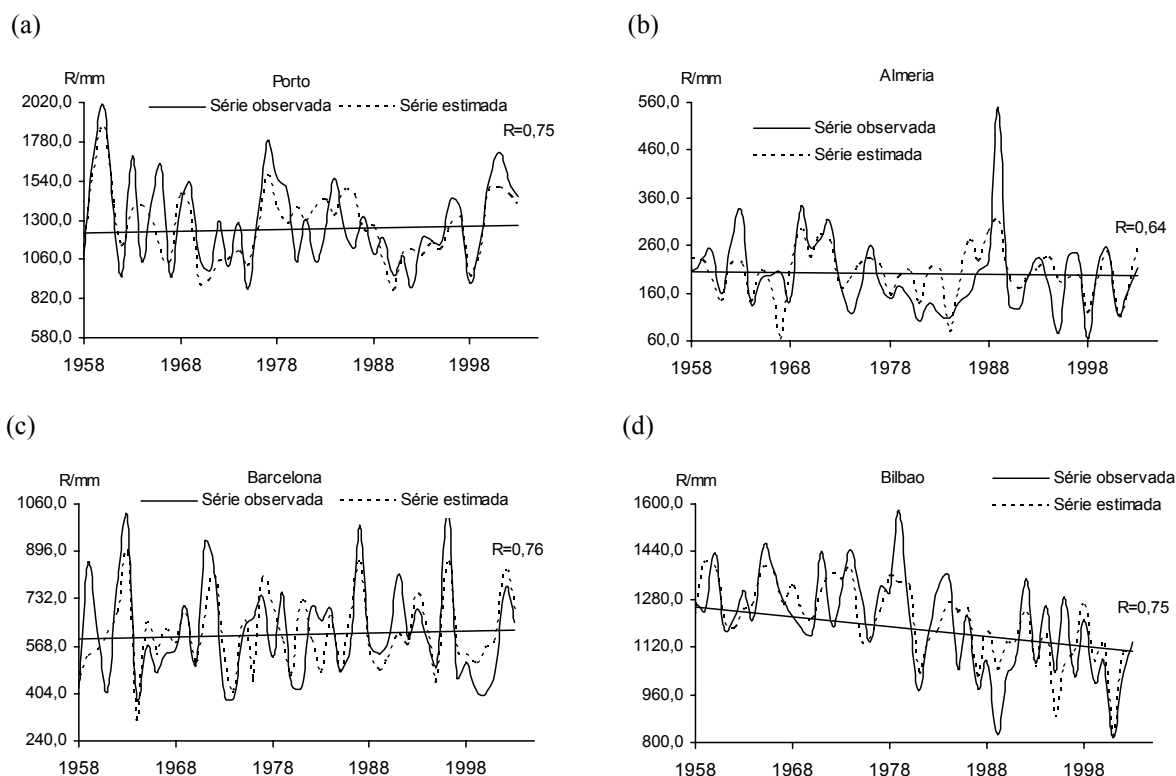


Figura 5.1 - Evolução temporal das séries da precipitação anual representativas das quatro regiões definidas pela análise de RPCA: (a) Porto; (b) Almeria; (c) Barcelona; (d) Bilbao.

Esta figura mostra os cronogramas das séries observadas e estimadas pelo modelo temporal representativo das quatro regiões obtidas com o método RPCA. O cronograma é acompanhado pela respectiva linha de tendência e pelo coeficiente de correlação (R) entre as séries observada e estimada pelo modelo.

As séries do Porto (região noroeste peninsular) e Barcelona (região sudeste peninsular) não apresentam tendência estatisticamente significativa. No entanto, as séries de Almeria (região sul peninsular) e Bilbao (região norte oriental peninsular) caracterizam-se por uma tendência decrescente estatisticamente significativa. Estes factos significam que, na série do Porto, a onda de baixa frequência (consultar a Tabela V.1) indicia a existência de uma oscilação responsável pela variabilidade de grande comprimento de onda e que, relativamente à série de Bilbao, a presença de uma oscilação de baixa frequência (consultar a Tabela V.1) poderá ser a responsável pela tendência.

A precipitação anual máxima (absoluta) no Porto ocorreu em 1960, registando-se outros máximos em 1977 e 2001. Em Barcelona, o ano que recolheu a maior quantidade de precipitação foi o de 1963, seguindo-se os anos de 1971, 1987 e 1996. Relativamente a Almeria, o máximo absoluto foi registado em 1989 e para Bilbao ocorreu em 1979. Segundo Tullot (1988), nos anos de 1971, 1977 e 1979 registaram-se intensas chuvas e inundações em toda a Península Ibérica.

É ainda de salientar que as quatro séries têm em comum a presença de oscilações quase-bienais (2-3 anos) e quase-quinquenais (4-7 anos). Verificámos também a existência de variabilidade no índice NAO localizada na região espectral de 2,4-2,6 anos e 4,2-9,2 anos (capítulo 2).

5.4.2. TEMPERATURA

As séries de Évora, Murcia e Alicante foram seleccionadas para apresentar a aplicação do modelo temporal à variável temperatura. Estas séries representam duas regiões definidas no estudo da variabilidade espacial.

Relativamente à análise estatística destas séries (Apêndice B), verifica-se que Évora tem um coeficiente de assimetria significativo.

Estas séries foram previamente padronizadas com os valores da temperatura média e do desvio padrão. A aplicação do método FFT, às séries padronizadas, revelou que todas as séries apresentam variabilidade na região das baixas frequências (Tabela V.2). Este facto pode indiciar (i) a presença de uma oscilação de comprimento superior ao comprimento das séries ou (ii) tendência. As séries são também caracterizadas pela presença de variabilidade em torno dos 4-10 anos.

Tabela V.2 – Distribuição espectral das séries temporais: (a) Évora; (b) Murcia; (c) Alicante

	2-3 anos	3-4 anos	4-7 anos	7-10 anos	10-20 anos	> 20 anos	Bondade do ajuste	
	%	%	%	%	%	%	AR(2)	
Évora	13		8	9		48	0,859	0,874
Múrcia			13	5	10	50	0,878	
Alicante		3	17	4	13	30	0,824	0,843

O ajuste da componente determinística varia entre 0,824 para Alicante e 0,859 para Évora, enquanto que, para Murcia foi de 0,878. A comparação entre o espectro residual (não apresentado neste trabalho) e a população espectral confirma que, as quatro frequências consideradas para as séries de Évora e Murcia e as cinco frequências características da série de Alicante são uma boa opção.

A correcção autoregressiva, com um modelo de segunda ordem, é significativa para as séries de Évora e Murcia. Com estes elementos reconstruíram-se as séries da temperatura média anual mostradas na figura 5.2.

Estas séries apresentam as características das três regiões definidas pela análise de variabilidade espacial. A série de Évora, representativa da região ocidental peninsular, caracteriza-se pela acumulação da variabilidade temporal na zona das altas frequências (2-7 anos). A fracção de elevada variabilidade, localizada nas baixas frequências, evidencia a presença de tendência estatisticamente significativa. Este facto, anteriormente detectado com a aplicação do teste de tendência, revelou a presença de tendência estatisticamente significativa na série de Évora (Apêndice C).

Uma fracção importante da variabilidade das séries de Murcia e Alicante, representativas da região sul e sudeste peninsular, está concentrada na região de 4-20 anos.

Estas séries apresentam características comuns como a tendência decrescente até 1972. A partir desse ano em que se verificou a temperatura média mais baixa, a evolução temporal é acompanhada por uma tendência crescente.

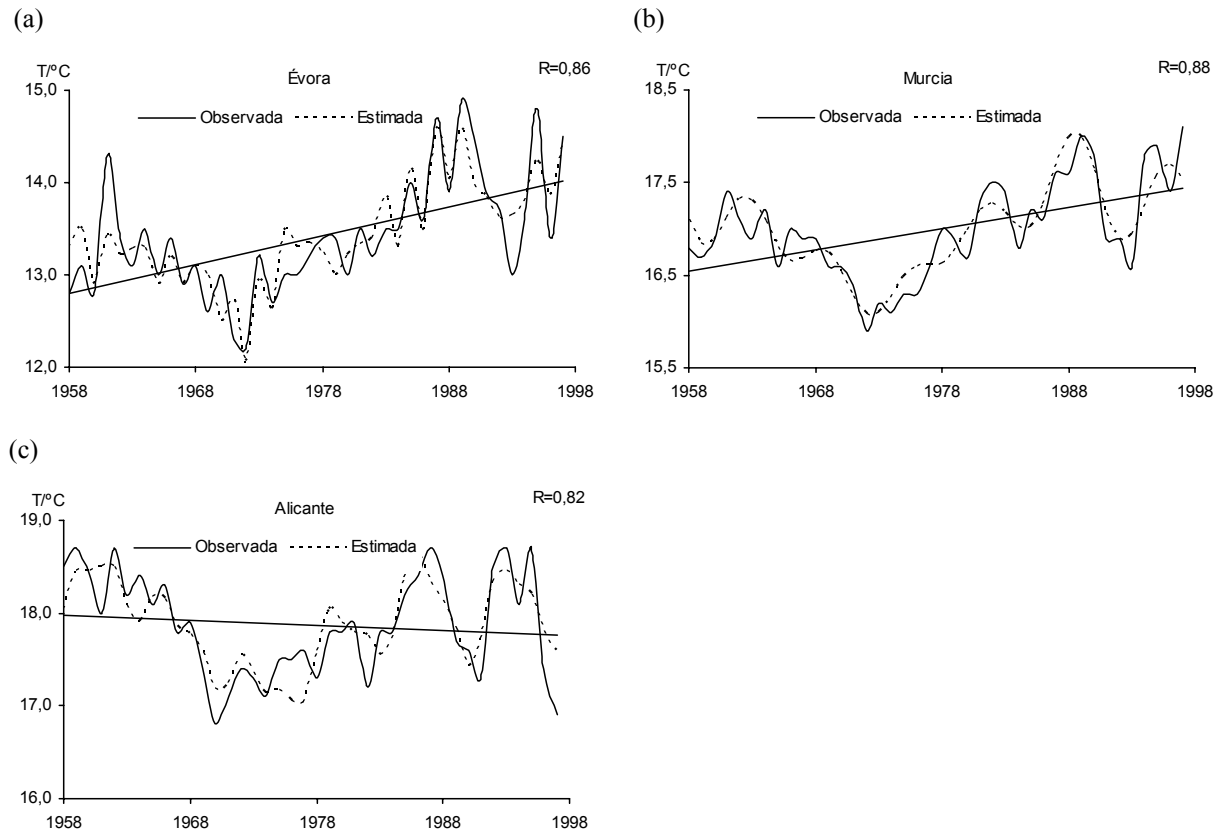


Figura 5.2 – Evolução temporal das séries da temperatura anual representativas das três regiões definidas pela análise de RPCA: (a) Évora; (b) Murcia; (c) Alicante.

5.4.3. EVAPORAÇÃO

As séries de Huesca e Sondica foram seleccionadas para representar a aplicação do modelo temporal à evaporação de verão. Estas duas séries estacionais representam a primeira e segunda funções empíricas ortogonais obtidas com o método RPCA.

Os valores resultantes da análise estatística encontram-se no Apêndice B e, os resultados da análise de tendência estão no Apêndice C. As séries não têm tendência estatisticamente significativa.

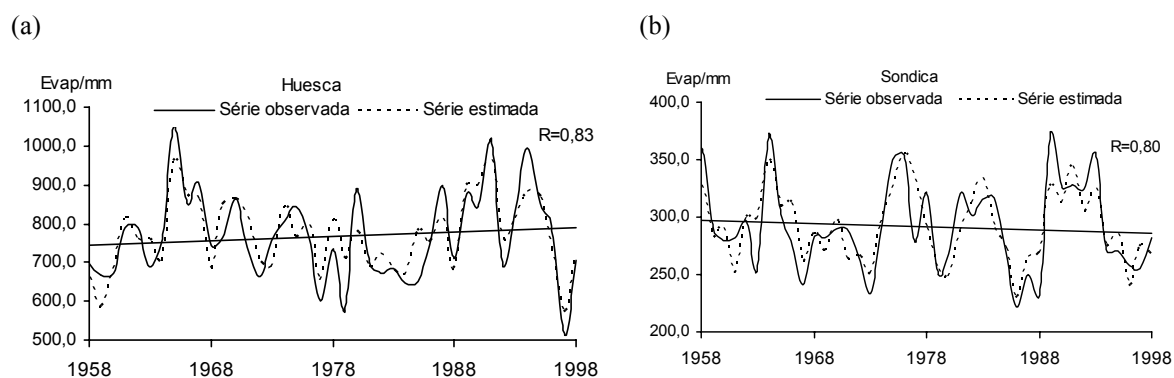
A análise espectral com a FFT demonstra que, a variabilidade está concentrada na região das altas frequências, de acordo com os dados da Tabela V.3. Os valores das frequências das principais oscilações e a respectiva variância explicada encontram-se nesta tabela.

Tabela V.3 – Distribuição espectral das séries temporais: (a) Huesca; (b) Sondica.

	2-3 anos	3-4 anos	4-7 anos	7-10 anos	10-20 anos	> 20 anos	Bondade do ajuste
	%	%	%	%	%	%	AR(2)
Huesca	12		23		33		0,827
Sondica	10			38	13		0,800

Com a aplicação do modelo obteve-se um ajuste de, respectivamente, 0,827 e 0,800 para a componente determinística das séries de Huesca e Sondica. Os espectros residuais (não apresentados neste trabalho) provam que, as três frequências consideradas são suficientes, quando comparados com a população espectral das respectivas séries. Neste caso, a correcção autoregressiva não é significativa, ou seja, o modelo não contempla a componente estocástica.

A figura 5.3 mostra as séries reconstruídas com o modelo temporal que integra esta informação.

**Figura 5.3** - Evolução temporal das séries da evaporação de verão representativas de duas regiões definidas pela análise de RPCA: (a) Huesca; (b) Sondica.

A série de Huesca regista o máximo absoluto em 1964 e máximos relativos em 1991 e 1994. O mínimo absoluto ocorreu em 1997. Nesta série observa-se uma característica comum à evaporação de verão, para a zona do nordeste peninsular, que é a ausência de variações no intervalo

3-4 anos. A evaporação de verão em Huesca apresenta uma tendência positiva, porém, não é estatisticamente significativa.

Os máximos da série de Sondica ocorreram em 1965 e 1989, e os mínimos registaram-se em 1986 (absoluto) e 1973. Esta série, representativa da região norte peninsular, caracteriza-se pela presença de oscilações quase-bienais (2-3 anos) e quase-decadais (7-10 anos). A tendência decrescente, estatisticamente não significativa, é uma das características da série de Sondica. É ainda de salientar que ambas as séries não apresentam oscilações de frequência superior a 20 anos.

5.5. ANÁLISE DE VARIABILIDADE TEMPORAL DAS COMPONENTES PRINCIPAIS

5.5.1. PRECIPITAÇÃO

PRECIPITAÇÃO ANUAL

A evolução temporal das quatro componentes principais (PC – *Principal Component*) para a precipitação anual é mostrada na figura 5.4. Nesta figura estão representadas a séries de dados observada (traço contínuo), a série de dados de reanálise (a tracejado) e a série estimada pelo modelo temporal (a ponteadado). Da análise da figura 5.4(a) é de salientar que a evolução temporal das quatro PC apresenta uma tendência decrescente.

A PC1 apresenta um máximo absoluto em 1959 e um mínimo absoluto em 1992. A diminuição dos valores da precipitação, de acordo com o padrão da EOF1, deve ser mais acentuada no norte e noroeste peninsular, e menos acentuada na região entre Almeria e Barcelona. Verificamos ainda que o modelo temporal sobrestima alguns extremos da PC1, por exemplo, 1960, 1972, 1984, 1990 e 1998. A PC1 obtida com os dados de reanálise é também sobrestimada para os anos 1996 e 2000.

O cronograma da PC2 é mostrado na figura 5.4(b), onde o ano de 1996 foi o máximo absoluto e o ano de 1959 o mínimo absoluto. Como consequência, o ano de 1996 foi um ano excepcionalmente chuvoso na região sul e na região norte verificou-se a situação oposta. Ao contrário, o ano de 1959 foi bastante seco na região sul e bastante chuvoso na região norte. A PC2 é sobrestimada pelo modelo temporal em 1984 e 1991, e pelos dados de reanálise em 1989 e 1994.

A evolução temporal da PC3 é mostrada na figura 5.4(c). Observamos que, os valores extremos ocorreram em 1979 (máximo) e em 1989 (mínimo). Assim, o ano de 1989 foi bastante

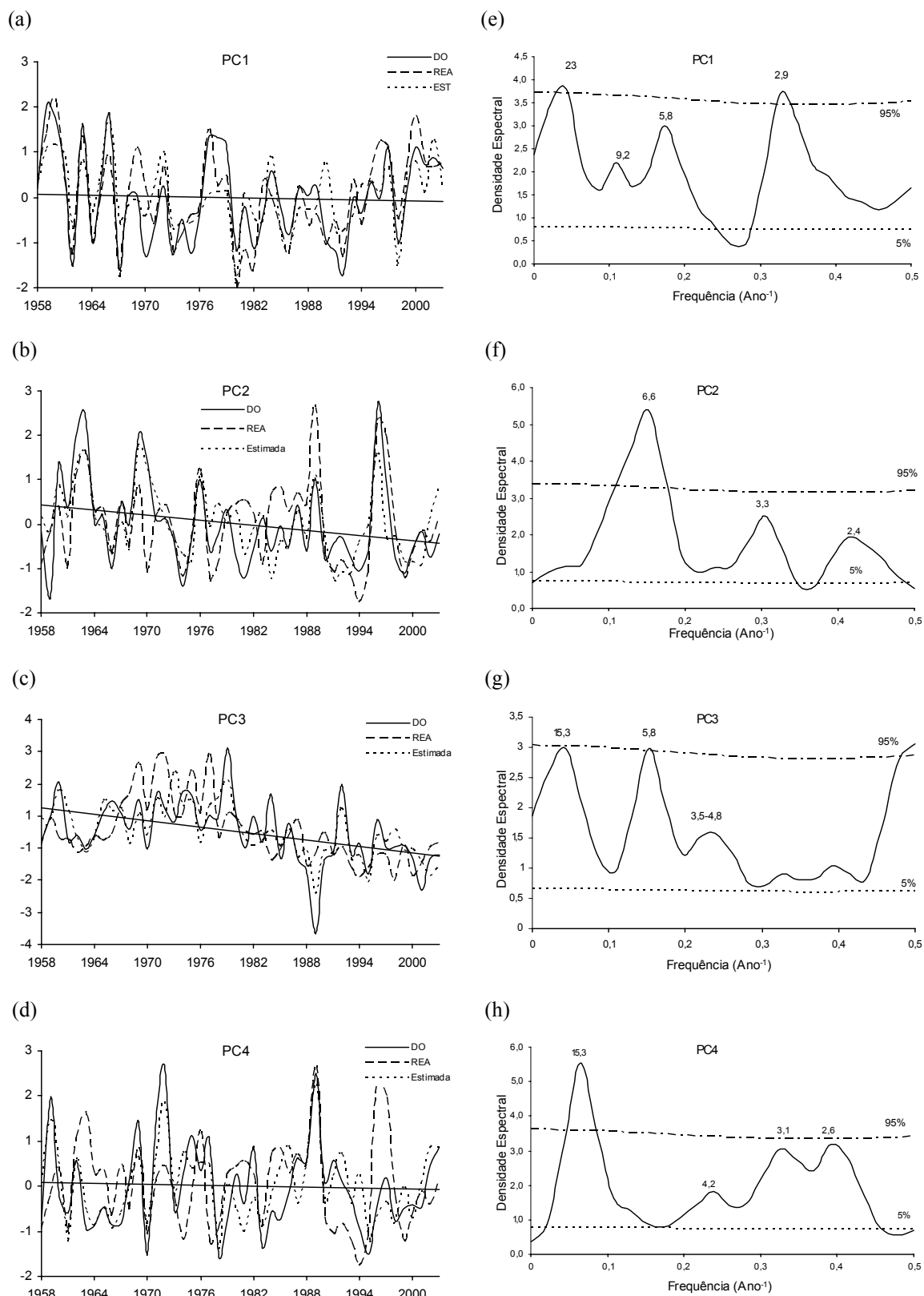


Figura 5.4 - Evolução temporal das componentes principais da precipitação anual: (a) PC1; (b) PC2; (c) PC3; (d) PC4. Espectros das componentes principais da precipitação anual: (e) PC1; (f) PC2; (g) PC3; (h) PC4.

seco e o ano de 1979 foi bastante chuvoso, na região sudeste da PI. Na restante área peninsular verificou-se o oposto.

O modelo temporal subestima os valores da PC3 nos anos em que se registaram os extremos, 1979 e 1989.

O cronograma da figura 5.4(d) mostra que a PC4 apresenta o máximo absoluto em 1972, e o mínimo absoluto em 1978. De outra forma, na zona norte oriental mediterrânica, no ano de 1972 registaram-se precipitações elevadas e o ano de 1978 foi particularmente seco, verificando-se o oposto nas restantes zonas peninsulares. Para esta PC, o modelo temporal subestimou o extremo registado em 1972, e, em 1997, os dados de reanálise também sobrestimaram a série temporal.

A aplicação da análise espectral às séries das componentes principais séries permitiu-nos obter as características da variabilidade temporal. Os resultados obtidos com a análise espectral das PC da precipitação anual são apresentados nas figuras 5.4(e), 5.4(f), 5.4(g) e 5.4(h) e na Tabela V.4. Nos espectros são apenas referidos os períodos das oscilações localizados acima do nível de significância (nível de 5%).

As janelas espectrais significativas, para cada uma das séries, encontram-se na Tabela V.4, bem como, a variância associada a cada uma e o ajuste, correspondente à componente determinística de cada uma das séries temporais, é também apresentado nesta tabela.

Os resultados mostram que todas as componentes apresentam variabilidade associada a oscilações com período compreendido entre 2 e 3 anos e variabilidade na região das baixas frequências (oscilações com período superior a 20 anos). Verifica-se ainda que, nenhuma das componentes tem variabilidade associada a oscilações de 10-20 anos.

Tabela V.4 – *Distribuição espectral das séries das componentes principais da precipitação anual.*

	2-3 anos	3-4 anos	4-7 anos	7-10 anos	10-20 anos	> 20 anos	Bondade do ajuste
	%	%	%	%	%	%	AR(2)
PC1	14	14	18			11	0,706
PC2	10,5	8,3	11,4	22,8		8,6	0,749
PC3	17,2		16,3			6,8	0,794
PC4	22	8	8	13		35,9	0,696
							0,725

A primeira componente, que está relacionada com a precipitação na região noroeste da península, tem cerca de 46% da variabilidade associada a intervalos de altas frequências. Contrariamente, a quarta componente, que define uma região na no norte da península, apresenta uma grande parte da variabilidade (36%) associada às baixas frequências.

A segunda componente, relacionada com a região da Andaluzia, caracteriza-se pela presença de um ciclo nas altas frequências (2-10 anos) e uma oscilação, de menor importância, na região das baixas frequências (período >20 anos). A aplicação do teste de tendência de Mann demonstra que a PC2 têm uma tendência estatisticamente significativa, $u_t = -2,269$. Assim, a oscilação de baixa frequência está relacionada com a tendência da série.

No que diz respeito à terceira componente, região no sudeste peninsular, a distribuição espectral da variabilidade está concentrada na zona das altas frequências (oscilações quase-bienais e quase-quinquenais), apresentando também um ciclo associado a oscilações de período superior a 20 anos. Esta oscilação está relacionada com a tendência estatisticamente significativa ($u_t = -3,091$) da série.

PRECIPITAÇÃO DE INVERNO

Os cronogramas das quatro componentes principais da precipitação de inverno (série de dados observados, série de dados de reanálise e série estimada pelo modelo temporal) estão representados na figura 5.5. Da análise desta figura ressalta que as três primeiras PC apresentam uma tendência decrescente e a quarta PC tem tendência crescente. Constata-se ainda que, os valores máximos das PC estão mais afastados da média que os valores mínimos e os dados de reanálise não conseguem capturar os extremos.

A PC1 (figura 5.5(a)) registou o máximo absoluto em 1979 e o mínimo absoluto em 1981. Os anos de 1960 e 1966 caracterizam-se por valores de precipitação nos meses de inverno superiores ao valor médio da série. O modelo temporal aplicado subestima os valores dos extremos observados em 1979 e em 1981.

Na figura 5.5(b) mostra-se a evolução temporal da PC2. Na região andaluza, o inverno de 1961 (máximo absoluto) foi particularmente chuvoso e o inverno de 1964 (mínimo absoluto) foi manifestamente seco. É ainda de salientar, os invernos de 1978 e 1990 que registaram precipitações acima da média e os invernos de 1975 e 1990 pela escassez de precipitação, na região definida pela segunda EOF.

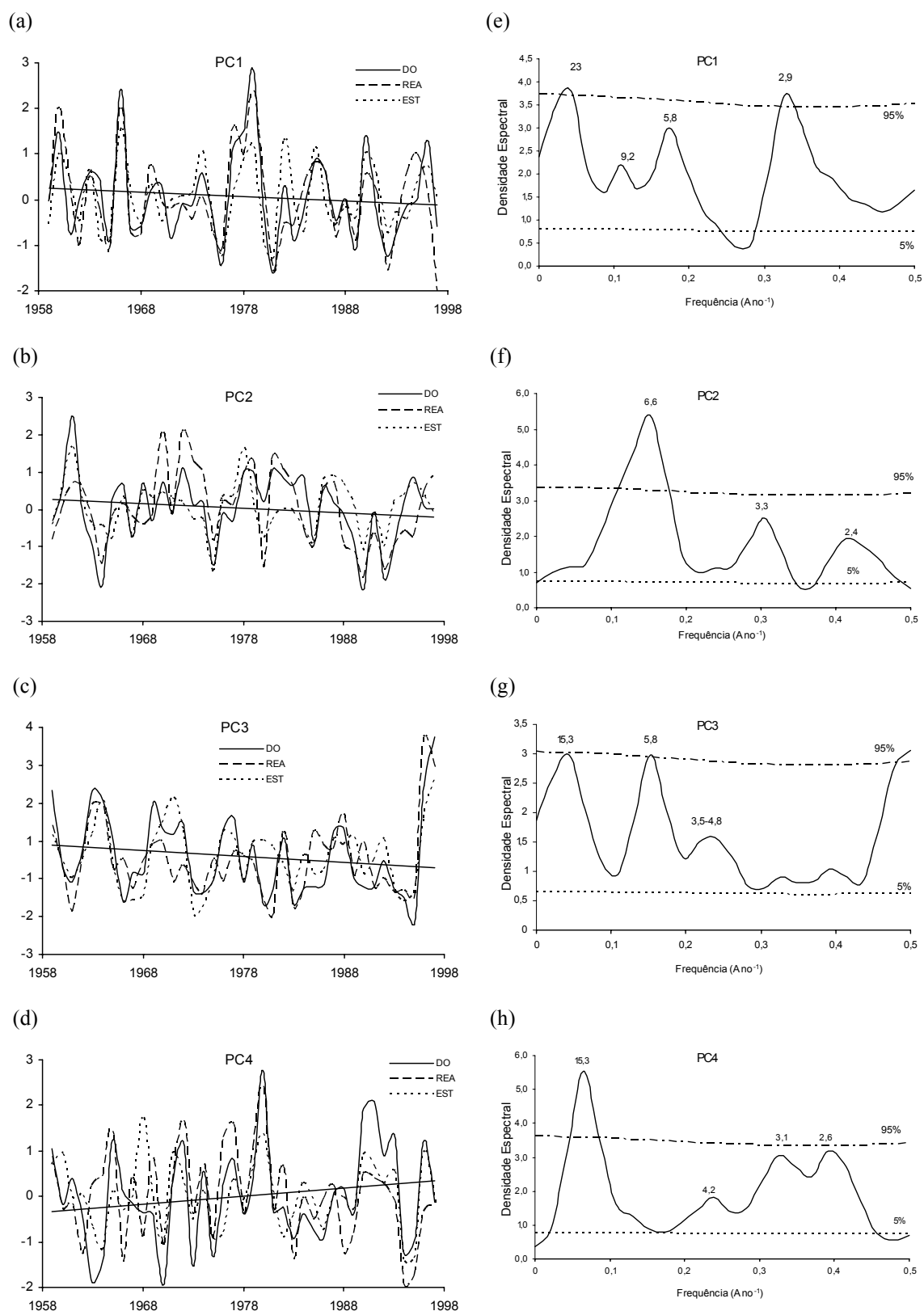


Figura 5.5 - Evolução temporal das componentes principais da precipitação de inverno: (a) PC1; (b) PC2; (c) PC3; (d) PC4. Evolução temporal das componentes principais da precipitação de inverno: (e) PC1; (f) PC2; (g) PC3; (h) PC4.

A PC2 é subestimada pelo modelo temporal nos anos em que ocorreram o máximo e o mínimo absoluto.

Nos anos de 1963, 1967, 1969, 1980, 1995 e 1997, a PC3 regista valores extremos pelo que, nestes anos os contrastes sudeste/noroeste, na precipitação invernal tenderam a ser mais acentuados. Neste caso, o modelo temporal estima valores inferiores aos observados para a PC3, nos anos 1971 e 1973.

A PC4 apresenta um máximo absoluto em 1980 e máximos relativos em 1991 e 1996. O mínimo absoluto ocorreu em 1963 seguindo-se os invernos de 1971 e 1973 como aqueles em que, a precipitação na região norte oriental peninsular foi escassa relativamente à média do período considerado. Verifica-se que, nos anos de 1964 e 1995, o modelo temporal sobrestimou os valores, e subestimou-os para 1991 e 1993.

A distribuição espectral da variabilidade associada à precipitação de inverno é apresentada na Tabela V.5.

A análise dos resultados obtidos mostra que, a variabilidade da precipitação de inverno está concentrada na região das altas frequências. A periodicidade quase-bienal (2-3 anos) e a periodicidade quase-quinquenal (4-7 anos) é comum a todas as componentes principais. A inexistência de periodicidades de pequena frequência é outra das características das quatro componentes principais da precipitação invernal. No entanto, a quarta componente principal apresenta uma oscilação de período 10-20 anos.

Tabela V.5 – *Distribuição espectral das séries das componentes principais da precipitação de inverno*

	2-3 anos	3-4 anos	4-7 anos	7-10 anos	10-20 anos	> 20 anos	Bondade do ajuste
	%	%	%	%	%	%	AR(2)
PC1	16	19	22				0,752
PC2	13		19	18			0,707
PC3	6		36	21			0,794
PC4	8	22	9		11		0,703

Nas figuras 5.5(e), 5.5(f), 5.5(g) e 5.5(h) mostramos os espectros das PC com os respectivos níveis de 5% e de 95%.

5.5.2. TEMPERATURA

TEMPERATURA ANUAL

Na figura 5.6(a), 5.6(b) e 5.6(c) apresentamos a evolução temporal das três componentes principais para os dados observados (a contínuo), para os dados de reanálise (a tracejado) e para a série de dados estimados pelo modelo temporal (a ponteados).

A análise desta figura sugere que, a série temporal dos dados de reanálise é idêntica à série temporal dos dados observados ainda que não consiga capturar os extremos. Observa-se ainda a existência de tendência positiva nos cronogramas da PC1 e da PC3 e, a evolução temporal da PC2 apresenta tendência negativa.

O cronograma da PC1 evidencia o mínimo absoluto em 1972, já identificado anteriormente, e o máximo absoluto em 1989. O ano de 1972 marcou o início de um período com tendência crescente, na região ocidental norte. Relativamente a estes extremos absolutos, o modelo temporal subestima o valor para 1989, e sobrestima-o para 1972. A temperatura média dos anos 1961 e de 1981 foi bastante elevada, relativamente à média do período estudado. Registaram-se ainda mínimos em 1977 e em 1993.

A evolução temporal da PC2 mostra que até 1972 a temperatura média anual caracterizou-se por uma tendência decrescente e invertendo-se a partir deste ano. É ainda de salientar que, na região oriental norte, de 1958 a 1968 a temperatura é superior à temperatura média. No período entre 1969 e 1978 a temperatura é inferior à média, seguindo-se novamente um período (de 1979 a 1998) significativamente mais quente.

O modelo temporal não simula com realismo a série associada à segunda componente principal até 1967. A PC2 no ano de 1994 é um mínimo e o modelo estima um máximo.

Relativamente à PC3, a sua evolução é caracterizada por uma tendência positiva que se acentuando a partir de 1973. Na costa sul e sudeste mediterrânica, a temperatura média anual apresenta um comportamento irregular, registando-se os extremos em 1994 (máximo) e em 1973 (mínimo). Nos anos de 1960 e 1983 registaram-se valores superiores à média e, em 1968 e 1971 registaram-se valores inferiores à média. O máximo absoluto, ocorrido em 1994, é subestimado pelo modelo temporal.

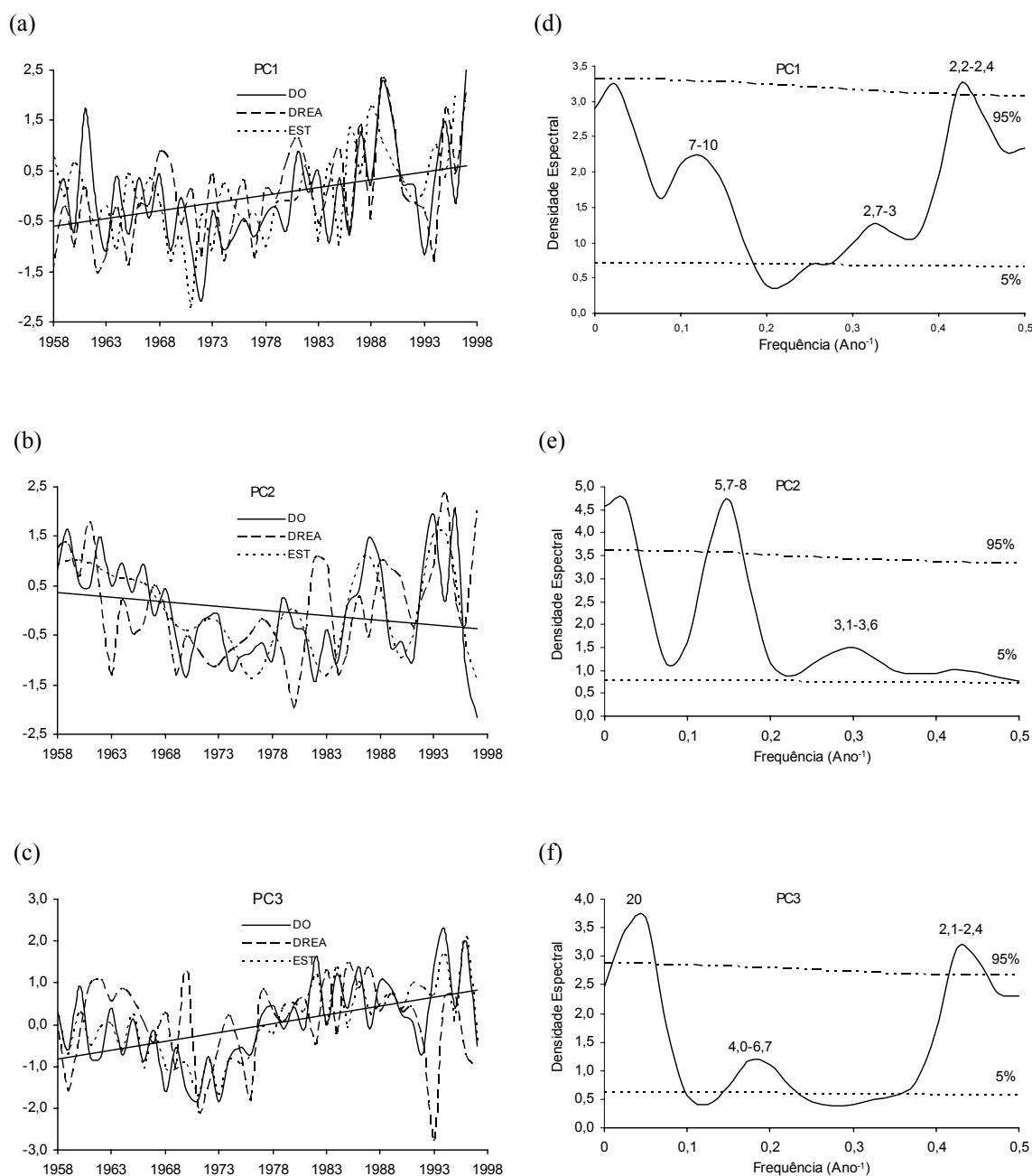


Figura 5.6 - Evolução temporal das componentes principais da temperatura anual: (a) PC1; (b) PC2; (c) PC3. Espectros das componentes principais da temperatura de verão: (d) PC1; (e) PC2; (f) PC3.

Os espectros das três PC estão representados na figura 5.6(d), 5.6(e) e 5.6(f) indicando-se ainda os períodos mais importantes. Na Tabela V.6 apresenta-se a variância explicada pelas principais oscilações responsáveis pela variabilidade.

Os resultados obtidos mostram que, todas as componentes principais apresentam uma fracção importante de variabilidade na zona das baixas frequências. Este facto pode dever-se à tendência das séries temporais (PC) ou à presença de uma periodicidade de grande comprimento de onda. Verifica-se ainda que todas as PC concentram variabilidade na região das altas frequências (2-4 anos). A PC2 caracteriza-se também por periodicidades quase quinquenais (4-7 anos) e quase-decadais (7-10 anos).

Tabela V.6 – *Distribuição espectral das séries das componentes principais da temperatura anual*

	2-3 anos	3-4 anos	4-7 anos	7-10 anos	10-20 anos	> 20 anos	Bondade do ajuste
	%	%	%	%	%	%	AR(2)
PC1	17			14	9	31	0,842
PC2		32	6	5		27	0,840
PC3	22	9				45	0,880

TEMPERATURA DE VERÃO

Na figura 5.7 estão representados os cronogramas das três componentes principais da temperatura de verão. Nestes cronogramas estão representados a evolução temporal das componentes principais obtidas com os dados observadas, das componentes principais obtidas com os dados de reanálise e estimadas pelo modelo temporal e a linha de tendência associada às séries observadas.

A PC1 apresenta um máximo absoluto em 1981 e máximos relativos em 1976 e 1989. Verificamos novamente que, na região noroeste da península podemos distinguir dois períodos. Assim, o período até 1972 é menos quente que o de 1973-1998, caracterizado por uma tendência crescente. Os mínimos registaram-se em 1977 (absoluto), 1971 e 1983 (relativos).

A variabilidade desta PC está concentrada na região das altas frequências. No espectro da figura 5.8(d) identificamos duas importantes oscilações: uma entre 2-3 anos e outra entre 5-7 anos às quais estão associadas 30% e 29% da variabilidade (Tabela V.7).

A evolução temporal da PC2 tem uma tendência crescente bastante acentuada. Nos períodos de 1965-1970, 1972-1974 e 1978-1981, a região definida pela EOF2 caracterizou-se por verões menos quentes relativamente à média do período considerado. Os extremos absolutos ocorreram em 1994 (máximo) e 1978 (mínimo). Registaram-se ainda máximos em 1982 e 1989 e, mínimos em 1972 e 1981. Esta componente principal concentra a variabilidade entre os 3-6 anos (figura 5.8(e) e Tabela V.7).

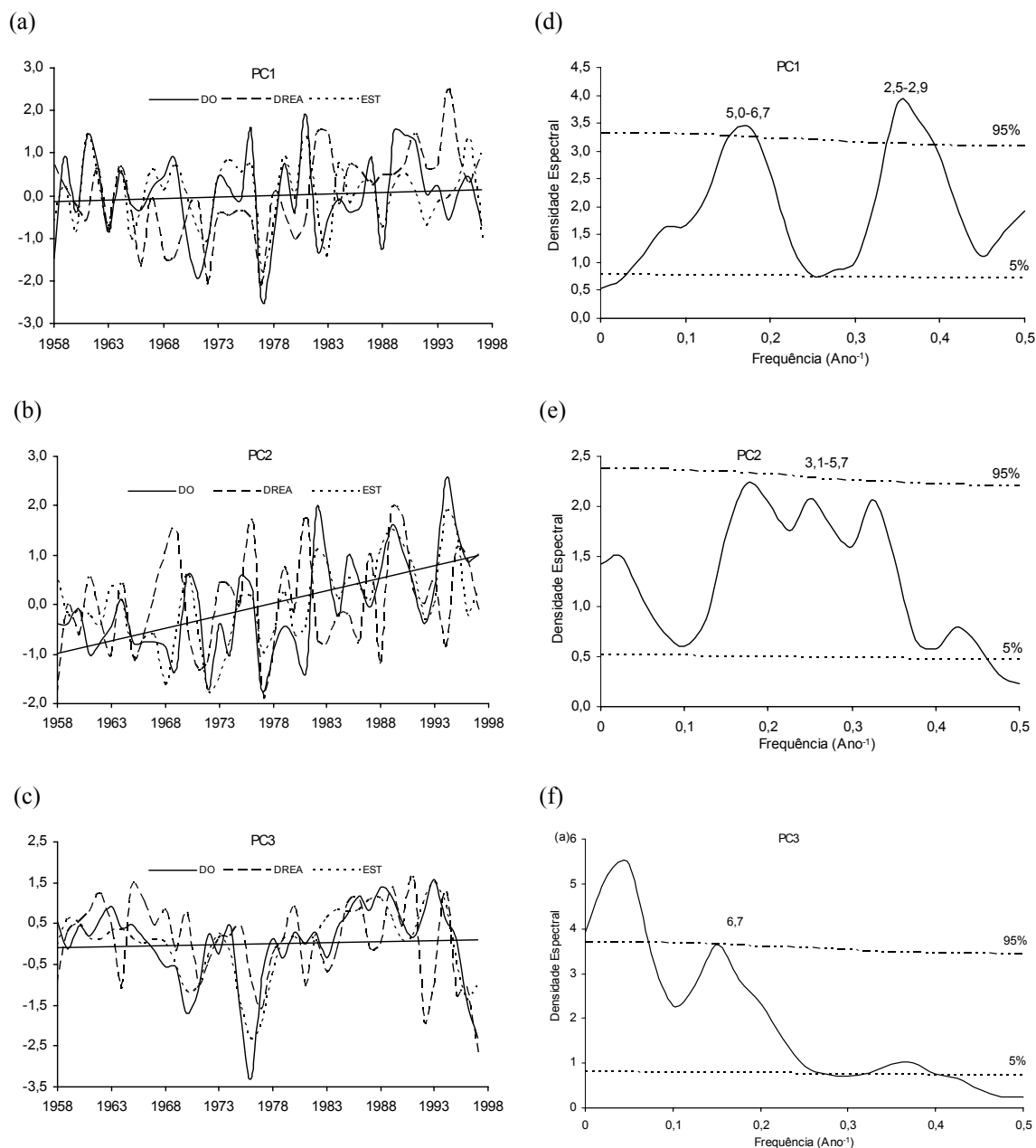


Figura 5.7 - Evolução temporal das componentes principais da temperatura de verão: (a) PC1; (b) PC2; (c) PC3. Espectros das componentes principais da temperatura de verão: (d) PC1 (e) PC2; (f) PC3.

Tabela V.7 – *Distribuição espectral das séries das componentes principais da temperatura verão.*

	2-3 anos	3-4 anos	4-7 anos	7-10 anos	10-20 anos	> 20 anos	Bondade do ajuste
	%	%	%	%	%	%	AR(2)
PC1	30		29				0,768
PC2		17	20			35	0,849
PC3			28	10	17	22	0,853

A terceira componente principal apresenta um mínimo absoluto em 1976. Na região sul e sudeste mediterrânica regista-se a alternância de períodos com características distintas. Desta forma, os períodos de 1959 a 1967 e de 1983 a 1996 foram verões mais quentes do que a média. Enquanto nos períodos de 1967-1973 e de 1975-1978, a temperatura média de verão foi inferior à média do período considerado.

Esta componente tem uma oscilação localizada na zona das baixas frequências (figura 5.8(f)) e que poderá estar associada à tendência da série. A variabilidade da PC3 está localizada entre os 4-20 anos (Tabela V.7)

5.5.3. EVAPORAÇÃO

EVAPORAÇÃO ANUAL

A evolução temporal das duas componentes principais da evaporação anual mostra-se na figura 5.8(a) e 5.8(b). A PC1 tem um máximo absoluto em 1969 e máximos relativos em 1959 e 1981. Estes máximos ocorreram em Julho. Os mínimos registaram-se em 1971 (absoluto) e 1974 e 1985 (relativos). Esta componente apresenta uma oscilação, que explica cerca de 80% da variabilidade, de período entre os 10-20 anos (Tabela V.8). A restante variabilidade está associada a oscilações de período compreendido entre os 3-4 anos e os 4-7 anos.

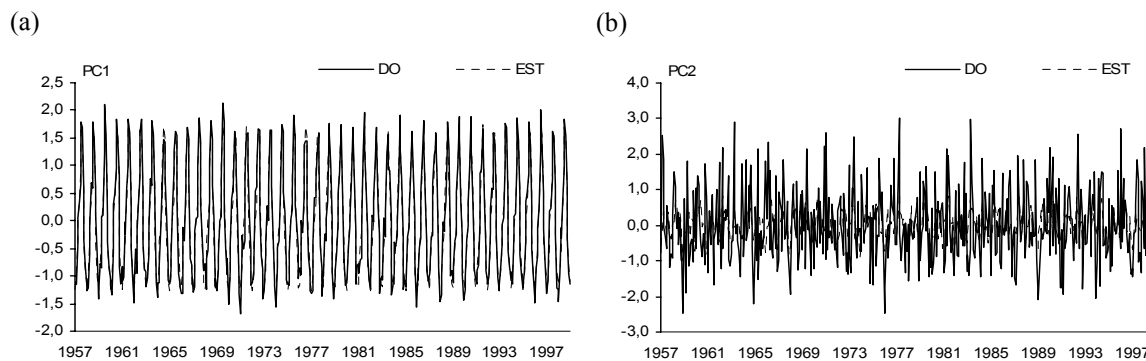


Figura 5.8 - Evolução temporal das componentes principais da evaporação anual: (a) PC1; (b) PC2.

Relativamente à PC2, a variabilidade está concentrada na região das altas frequências, apresentando oscilações quase-bienais (2-3 anos) e quase-quinquenais (4-7 anos) (Tabela V.8). Esta PC apresenta ainda uma oscilação associada a 4% da variabilidade e com um período entre os 10-20 anos.

O máximo absoluto registou-se em 1977 e os máximos relativos em 1963 e 1983. Estes extremos ocorreram nos meses da primavera (Março e Abril). O ano de 1958 caracterizou-se por um mínimo absoluto (em Novembro) e, os anos de 1964 e 1975 por mínimos relativos (em Novembro e Dezembro, respectivamente).

Tabela V.8 – Distribuição espectral das séries das componentes principais da evaporação anual

	2-3 anos	3-4 anos	4-7 anos	7-10 anos	10-20 anos	> 20 anos	Bondade do ajuste
	%	%	%	%	%	%	AR(2)
PC1	65	20	5				0,971
PC2	90						0,344

EVAPORAÇÃO DE VERÃO

Os cronogramas das três componentes principais da evaporação de verão estão representados na figura 5.9.

A primeira componente registou os extremos em 1982 (máximo absoluto), 1958 e 1967 (máximos relativos), 1997 (mínimo absoluto) e 1963 e 1974 (mínimos relativos). Esta componente caracteriza-se por a sua quase total variabilidade (88%, Tabela V.9) estar associada a oscilações de período 2-3 anos. A PC1 tem ainda uma oscilação quase-quinquenal (5% da variabilidade) e uma oscilação de período entre 3-4 anos que explica cerca de 1% da variabilidade.

A PC2 tem a maioria da variabilidade associada a oscilações de alta frequência. Esta componente apresenta ainda uma oscilação de baixa frequência, que está associada à tendência da respectiva série temporal (Tabela V.9)

O máximo absoluto da segunda componente registou-se em 1994 tendo ainda ocorrido máximos relativos em 1965 e 1981. Os mínimos desta função registaram-se em 1990 (absoluto) e 1986 e 1994 (relativos) (figura 5.9(b)).

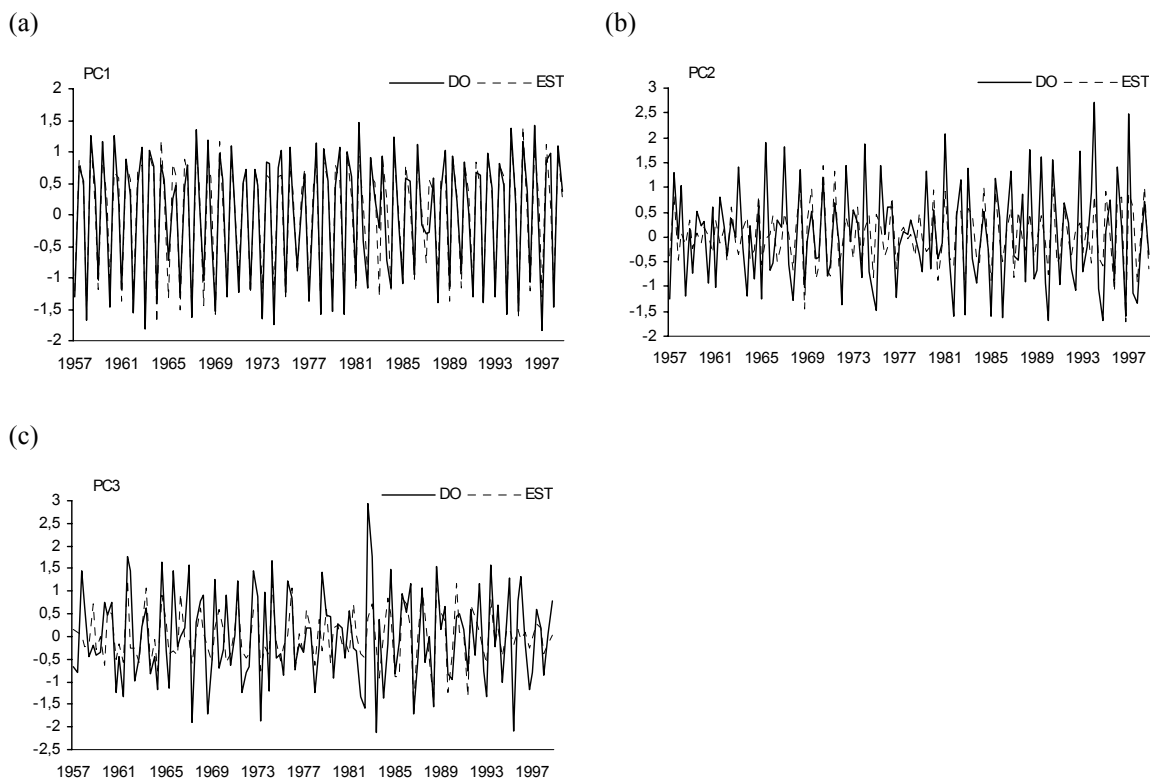


Figura 5.9 - Evolução temporal das componentes principais da evaporação de verão: (a) PC1; (b) PC2; (c) PC3.

Na figura 5.9(c) evidencia-se o máximo absoluto registado em 1982 e, o mínimo absoluto . ocorrido em 1983. Nos verões de 1962 e 1974, a PC3 caracterizou-se por ter valores superiores à média do período considerado. A PC3 apresentou valores inferiores à média em 1967 e 1995.

Tabela V.9 – *Distribuição espectral das séries das componentes principais da evaporação de verão*

	2-3 anos	3-4 anos	4-7 anos	7-10 anos	10-20 anos	> 20 anos	Bondade do ajuste
	%	%	%	%	%	%	AR(2)
PC1	88	1					0,949
PC2	18	18					0,598
PC3	10		24				0,571

Relativamente à distribuição da variabilidade pelas diferentes janelas espectrais, a PC3 concentra a variância na região das altas frequências (34%, Tabela V.9).

5.6. ANÁLISE DE CORRELAÇÃO E ANÁLISE COERÊNCIA: JUSTIFICAÇÃO FÍSICA DA VARIABILIDADE TEMPORAL

Segundo Berger (1980), um dos passos mais importantes para a explicação física da variabilidade climática reside na relação entre a tendência aparentemente repetitiva de determinadas sequências de eventos climáticos e processos que apresentem propriedades cíclicas semelhantes. Nesta perspectiva, é tão ou mais importante encontrar uma explicação física para as oscilações encontradas como a sua determinação. Por este motivo, o nosso trabalho não ficaria completo sem o estudo das teleconexões entre os campos das variáveis físicas (precipitação, temperatura e evaporação) e alguns índices que traduzem os modos de variação interanual da

circulação geral. Desta forma, com o objectivo de justificarmos a presença de determinadas oscilações nos espectros utilizámos a análise de correlação e a análise de coerência.

A análise de correlação entre duas séries permitiu-nos obter uma relação entre os valores de duas séries temporais. No estudo das relações entre séries de uma determinada variável física, como a precipitação, a temperatura, *etc.* e as séries de índices teleconectivos não é exigido que, ambas as séries sejam da mesma variável. Neste caso, a correlação diz-se heterogénea dado que se examina a relação entre uma série temporal de um índice e uma série temporal de um campo diferente.

Calculámos a correlação entre as séries mensais dos índices climáticos (NAO, EA, EA-JET, WP, EP, NP, PNA, EAWR, SCAND) e as séries temporais das componentes principais rodadas da precipitação, da temperatura e da evaporação, uma vez que estas descrevem e agrupam os diferentes modos de variabilidade.

De uma forma breve e sintética, entende-se por correlação uma relação de coexistência entre variáveis. Ou seja, é possível quantificar o grau de relação entre séries de dados que variam em concomitância, utilizando o coeficiente de correlação. Este coeficiente de correlação poderá tomar um valor positivo (se existir uma relação directa entre os conjuntos de dados), negativo (se a relação entre as séries for inversa) ou nulo (se não existir qualquer relação entre as variáveis).

Considerando as variáveis utilizadas neste trabalho, a análise de correlação foi efectuada recorrendo ao coeficiente de Pearson, dado pela seguinte expressão

$$r = \frac{\sum_i (x_i - \bar{x})(y_i - \bar{y})}{\sqrt{\sum_i (x_i - \bar{x})^2 \sum_i (y_i - \bar{y})^2}}. \quad (5.29)$$

com $i = 1, 2, \dots, N$, em que os pares das variáveis são designados por (x_i, y_i) , o valor médio da série X é \bar{x} e \bar{y} denota o valor médio da série Y .

O coeficiente de correlação de Pearson, r pode tomar valores entre -1 e 1, de acordo com a relação entre as duas variáveis. Isto é, se a variável x cresce e, simultaneamente a variável y decresce, a representação dos dados dá origem a uma recta com declive negativo e as duas variáveis estão relacionadas negativamente. Caso as variáveis x e y cresçam simultaneamente, então, a representação dos dados dá origem a uma recta com declive positivo, e diz-se que as variáveis estão correlacionadas positivamente. Se r tomar o valor nulo, as variáveis x e y aparentemente não estão relacionadas entre si.

Além desta técnica recorreremos à análise de coerência para estabelecermos uma relação entre a causa física de determinadas oscilações, ou seja, uma relação entre os índices de circulação atmosférica e as mesmas oscilações encontradas nas diferentes regiões da PI. Para tal, consideramos a série temporal da precipitação (ou da temperatura ou evaporação) característica de uma determinada região e a série do índice teleconectivo que julgamos influenciar o comportamento da precipitação (ou temperatura) nessa zona. As séries são analisadas e proporcionam o valor da coerência e da fase das sucessivas bandas de frequência.

Ghil e Mo (1991), Haston e Michaelson (1994), Chang e Zambresky (1995), Nicholson e Kim (1997) utilizaram a análise de coerência para comparar séries temporais em diferentes pontos e encontrar padrões teleconectivos, para determinar a coerência entre as séries de dados observados da precipitação e dados reconstruídos da precipitação a partir dos anéis de crescimento das árvores, e também para confrontar os espectros obtidos com dados reais, com dados obtidos por radiosondagem, para obter a coerência entre séries de temperatura da superfície do mar e a Oscilação do Sul, respectivamente.

A análise de coerência é uma extensão da análise espectral aplicada a duas séries temporais em simultâneo. O fundamento da análise espectral é a decomposição de uma série temporal numa soma de sinusóides puras com diferentes frequências e, para a mesma frequência, com diferentes amplitudes e fases. Os coeficientes das ondas sinusoidais são obtidos aplicando à função de autocovariância a transformada de Fourier, enquanto a densidade espectral é calculada a partir das amplitudes das ondas sinusoidais, para uma determinada banda de frequências. A densidade espectral indica como está distribuída a variabilidade dos dados, pelas diferentes bandas de frequências.

No domínio das frequências, a coerência entre duas séries temporais é uma grandeza relativamente importante, sendo análoga ao quadrado do coeficiente de correlação. A coerência obtém-se a partir da função de correlação cruzada que, por sua vez, é dada pela normalização da função de covariância cruzada.

Neste estudo, a análise de coerência consiste numa análise espectral bivariante entre as séries temporais da precipitação (ou da temperatura) e a série do índice teleconectivo que pode ser a causa subjacente à variabilidade das grandezas em causa. Desta forma, a coerência proporciona uma medida da possível associação entre as séries das diferentes variáveis climáticas e as séries temporais correspondentes aos índices teleconectivos.

A densidade espectral cruzada ou espectro cruzado, em análise de coerência, define-se como a transformada de Fourier da função de covariância cruzada, isto é,

$$f_{xy}(\omega) = \frac{1}{\pi} \left[\sum_{k=-\infty}^{+\infty} \gamma_{xy}(k) e^{-i\omega k} \right], \quad (5.30)$$

com $0 < \omega < \pi$.

Para a interpretação da associação de duas séries é ainda importante definir outras grandezas como,

$$c(\omega) = \frac{1}{\pi} \left[\sum_{k=-\infty}^{+\infty} \gamma_{xy}(k) \cos(\omega k) \right]. \quad (5.31)$$

Esta função é o co-espectro que permite obter a parte real e é equivalente a

$$c(\omega) = \frac{1}{\pi} \left\{ \gamma_{xy}(0) + \sum_{k=1}^{+\infty} [\gamma_{xy}(k) - \gamma_{yx}(k)] \cos(\omega k) \right\}. \quad (5.32)$$

A parte imaginária do espectro cruzado, ou quadratura, é dada pela seguinte expressão:

$$q(\omega) = \frac{1}{\pi} \left[\sum_{k=-\infty}^{+\infty} \gamma_{xy}(k) \sin(\omega k) \right] = \frac{1}{\pi} \left\{ \sum_{k=1}^{+\infty} [\gamma_{xy}(k) - \gamma_{yx}(k)] \sin(\omega k) \right\}. \quad (5.33)$$

Assim, considerando as partes imaginária e real, o espectro cruzado pode ser expresso como

$$f_{xy}(\omega) = c(\omega) - iq(\omega), \quad (5.34)$$

ou em coordenadas polares

$$f_{xy}(\omega) = \alpha_{xy}(\omega) e^{i\phi_{xy}(\omega)}, \quad (5.35)$$

onde $\alpha_{xy}(\omega)$ é a amplitude do espectro cruzado e $\phi_{xy}(\omega)$ é a fase. A amplitude é dada por

$$\alpha_{xy}(\omega) = \sqrt{c^2(\omega) + q^2(\omega)} \quad (5.35a)$$

e a fase por

$$\phi_{xy}(\omega) = \tan^{-1} \left[\frac{-q(\omega)}{c(\omega)} \right] \quad (5.35b)$$

Finalmente, a coerência é obtêm-se a partir do espectro cruzado e é calculada a partir da seguinte relação

$$C(\omega) = \frac{c^2(\omega) + q^2(\omega)}{f_x(\omega)f_y(\omega)} = \frac{\alpha_{xy}^2(\omega)}{f_x(\omega)f_y(\omega)}. \quad (5.36)$$

em que $f_x(\omega)$ e $f_y(\omega)$ representam a densidade espectral das séries temporais X e Y, respectivamente. A coerência mede, desta forma, o grau de associação linear entre duas séries em diferentes bandas de frequências, é uma grandeza adimensional e pode tomar valores entre 0 e 1. Obviamente, quanto mais próximo de 1 maior será a associação entre os processos nessa banda de frequências.

5.6.1. PRECIPITAÇÃO

CORRELAÇÃO HETEROGÊNEA

Na tabela V.10 apresentamos os resultados da correlação entre os índices teleconectivos escolhidos e as séries temporais das funções empíricas ortogonais da precipitação.

Verificámos que, para a precipitação, os índices mais importantes são:

- NAO (North Atlantic Oscillation): no mês de Janeiro (NAO1), de Fevereiro (NAO2), de Abril (NAO4), de Agosto (NAO8) e Dezembro (NAO12);
- EA (East Atlantic Pattern): no mês de Janeiro (EA1), de Abril (EA4) e de Outubro (EA10);
- EA/JET (East Atlantic Jet Pattern): no mês de Junho (EA/JET6);
- WP (West Pattern): no mês de Fevereiro (WP2), de Março (WP3) e de Julho (WP7);
- EP (East Pattern): no mês de Fevereiro (EP2);
- NP (North Pattern): no mês de Abril (NP4);
- PNA (Pacific North America Pattern): no mês de Janeiro (PNA1), de Março (PNA3), Outubro (PNA10) e de Novembro (PNA11);
- EAWR (East Atlantic West Russian Pattern): no mês de Janeiro (EAWR1);

•SCAND (Scandinavian Pattern): no mês de Janeiro (SCAND1), de Maio (SCAND 5) e de Dezembro (SCAND12).

Tabela V.10 – *Correlação entre os índices teleconectivos e as PC do campo de precipitação*

	Precipitação anual					Precipitação de inverno			
	PC1	PC2	PC3	PC4		PC1	PC2	PC3	PC4
NAO2	—	—	—	-0,44	NAO1	—	—	-0,47	—
NAO12	—	-0,46	—	—	NAO4	—	-0,34	—	—
EA4	0,35	—	—	—	NAO8	-0,37	—	—	—
EA10	—	-0,39	—	—	EA1	—	—	-0,40	—
EA/JET6	—	—	—	-0,36	WP2	—	-0,38	—	—
WP3	-0,36	—	—	—	NP4	—	—	—	0,37
WP7	—	—	-0,37	—	PNA3	—	—	-0,37	—
EP2	—	—	—	0,36	PNA11	-0,34	—	—	—
PNA1	—	—	-0,43	—	EAWR1	—	-0,43	—	—
PNA3	—	-0,37	—	—	SCAND1	0,42	—	—	—
PNA10	—	—	—	0,36	SCAND5	—	0,35	—	-0,36
SCAND12	0,48	—	—	—					

A figura 5.10 mostra a distribuição espacial da correlação entre as séries temporais dos índices climáticos EA4, PNA3, PNA1 e EP2 e as séries de precipitação anual na PI. Estas distribuições espaciais são obtidas com os valores do coeficiente de correlação entre as séries de precipitação observada e as séries temporais dos diversos índices climáticos.

Anteriormente constatamos que, a EOF1 está relacionada com as estações localizadas na região noroeste da península. A figura 5.10(a) apresenta uma distribuição idêntica ao padrão obtido para a EOF1 da precipitação anual. Esta similitude permite-nos considerar que uma das causas subjacentes ao comportamento da precipitação anual na região noroeste peninsular é o índice EA4.

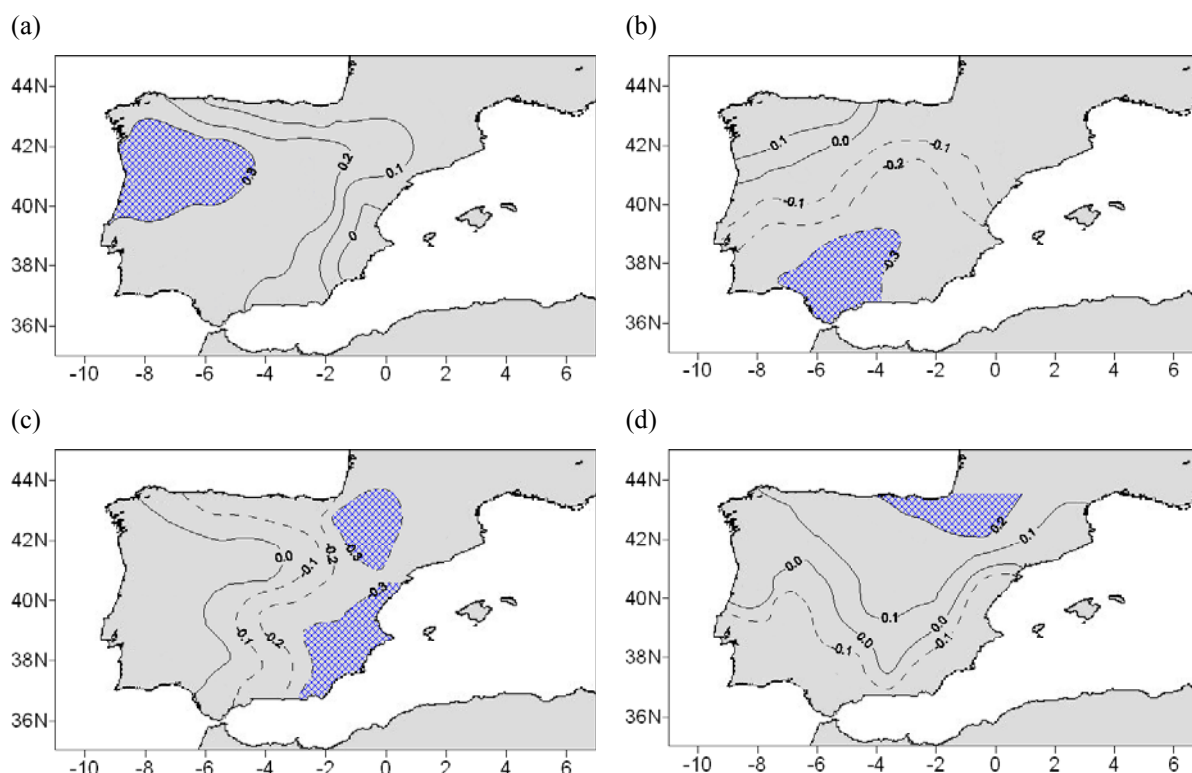


Figura 5.10 – Correlação entre as séries temporais da precipitação anual e as séries temporais dos índices: (a) EA4; (b) PNA3; (c) PNA1; (d) EP2.

A segunda componente da precipitação anual está correlacionada com os índices NAO12, EA10 e PNA3 (Tabela V.10). A distribuição espacial da correlação entre o índice PNA3 e as séries de precipitação anual observada está representada na figura 5.10(b). É de salientar a semelhança entre esta figura e o padrão representativo da EOF2.

A PC3 da precipitação anual também está relacionada com os índices WP7 e PNA1. Na figura 5.10(c) mostramos a correlação entre o índice PNA do mês de Janeiro e as séries de precipitação anual acumulada registadas nas estações de rede de observação. É ainda de salientar algumas semelhanças entre esta distribuição e o mapa do padrão da EOF3.

Finalmente a PC4, cuja EOF4 define uma região no norte oriental da península, está associada ao índice EP do mês de Fevereiro. O mapa de correlação entre as séries temporais observadas e a série temporal deste índice é mostrado na figura 5.10(d). A similitude entre esta distribuição espacial e a figura 4.7 permite-nos estabelecer como uma das causas da precipitação na região definida pela EOF4 o índice EP do mês de Fevereiro.

A Tabela V.10 dá-nos ainda informação sobre as correlações entre as séries temporais das associadas às quatro EOF da precipitação de inverno e as séries temporais dos índices teleconectivos.

Na figura 5.11 mostramos os resultados obtidos com a correlação entre as séries temporais dos índices e as séries temporais da precipitação de inverno. As configurações obtidas reproduzem os padrões obtidos para a EOF1, a EOF2 e a EOF3 (figura 4.2).

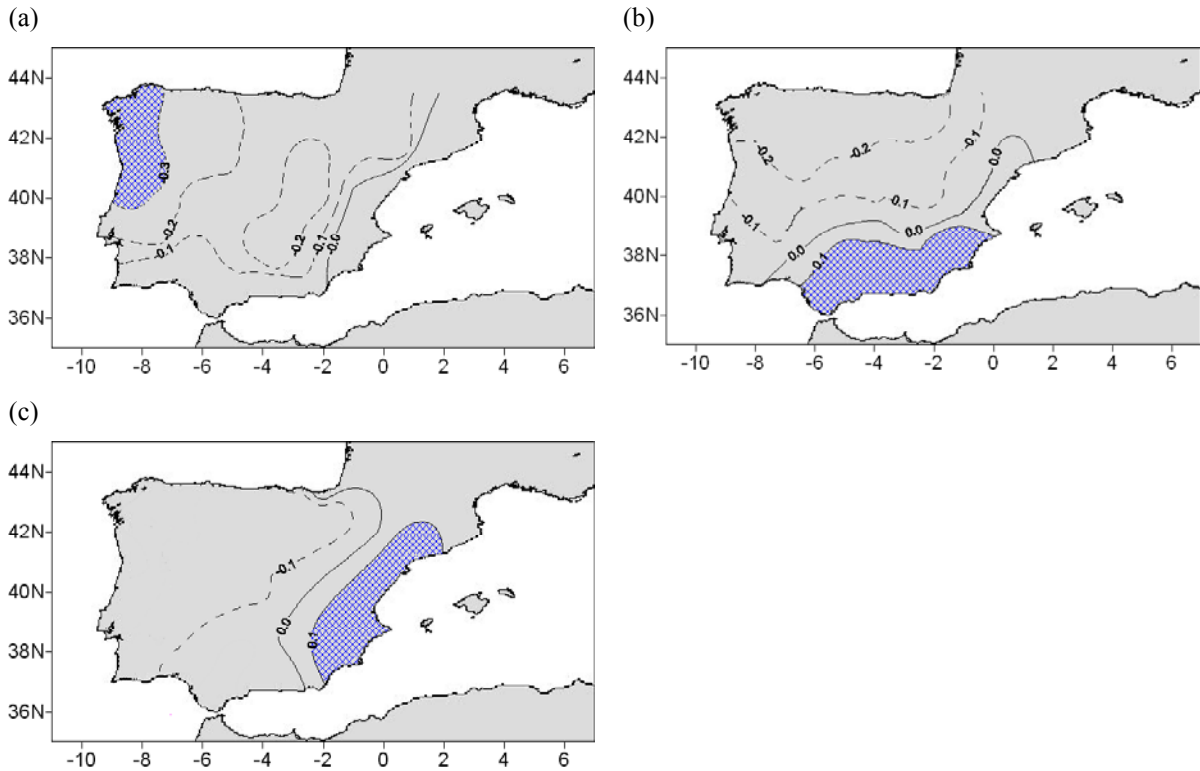


Figura 5.11 – Correlação entre as séries da precipitação de inverno e as séries dos índices: (a) NAO8; (b) EAWR1; (c) NAO1.

Os resultados obtidos com a técnica *RPCA* permitiram-nos verificar que, a primeira função empírica ortogonal da precipitação de inverno separava o comportamento das estações localizadas no noroeste da península das restantes estações. Esta componente está fortemente correlacionada com a NAO do mês de Agosto, o PNA do mês de Dezembro e o SCAND do mês de Janeiro. Assim, para obtermos uma explicação física da *EOF1* da precipitação de inverno, correlacionámos as séries temporais desta variável com as do índice NAO do mês de Agosto e obtivemos a figura 5.11(a). Esta figura apresenta semelhanças com o padrão obtido para a *EOF1*.

A *EOF2* discrimina o comportamento da precipitação invernal da região sul e sudeste mediterrânica do da restante península. Os resultados indicam que, as séries temporais desta função estão associadas aos índices NAO do mês de Abril, WP do mês de Fevereiro, EAWR do mês de Janeiro e SCAND do mês de Maio. O padrão obtido com a correlação entre as séries temporais da

precipitação de inverno e o índice EAWR do mês de Janeiro está representado na figura 5.11(b). Esta figura reproduz o padrão obtido para a EOF2 da precipitação de inverno pelo que podemos indicar o índice EAWR1 como uma das suas causas físicas.

Relativamente à terceira função empírica ortogonal, associada à precipitação de inverno da região valenciana, tem como possíveis causas físicas os índices NAO do mês de Janeiro, EA do mês de Janeiro e PNA do mês de Março. A figura 5.11(c) mostra a correlação entre as séries temporais da precipitação de inverno e o índice NAO do mês de Janeiro. Esta configuração é bastante semelhante ao padrão da *EOF3* significando que a NAO1 lhe está associada.

ANÁLISE DE COERÊNCIA

Com o objectivo de apurarmos quais as causas físicas dos diversos comportamentos da precipitação aplicámos a análise de coerência às séries temporais das funções empíricas ortogonais e as séries dos índices teleconectivos. A figura 5.12 mostra a coerência entre estas séries, ou seja, a correlação quadrada, considerando as diferentes janelas espectrais.

Na análise desta figura é de salientar os resultados obtidos para a coerência entre as séries temporais da precipitação (PC) e as séries temporais dos índices considerados. Assim, relativamente à primeira componente verificamos que no intervalo 2-3 anos, a coerência ultrapassa os 0,5 e na janela 4-7 anos é superior a 0,4.

De acordo com os resultados anteriormente obtidos, a variabilidade da primeira componente principal está associada a oscilações entre 2-3 anos (14% da variância) e 4-7 anos (18% da variância) (Tabela V.4). Os resultados obtidos para a coerência entre a PC1 e o índice EA4 e para distribuição espectral da variabilidade da PC1 aponta para uma similaridade entre as oscilações contidas em ambas as séries. Em consequência podemos afirmar que, este índice é uma das causas do comportamento da precipitação anual na região noroeste da península.

Relativamente à PC2, a coerência entre esta série e o índice PNA3 é superior a 0,5 para o intervalo 2-3 anos e maior que 0,7 para as oscilações de 4-7 anos, ou seja, existem semelhanças entre as oscilações nestas zonas espectrais em ambas as séries. Os resultados da Tabela V.4 mostram também que, a variabilidade da segunda componente principal está associada a ondas de 2-3 anos (11%) e de 4-7 anos (11%). Desta forma, podemos estabelecer uma relação entre o comportamento da precipitação anual na região sul da PI e o PNA3.

A coerência entre a PC3 e o índice PNA1, na janela espectral 2-3 anos, é maior que 0,5 e superior a 0,7 para oscilações com período superiores a 20 anos. Verificámos, anteriormente, que a terceira componente principal concentra 11% da variabilidade na primeira janela espectral e 7% na

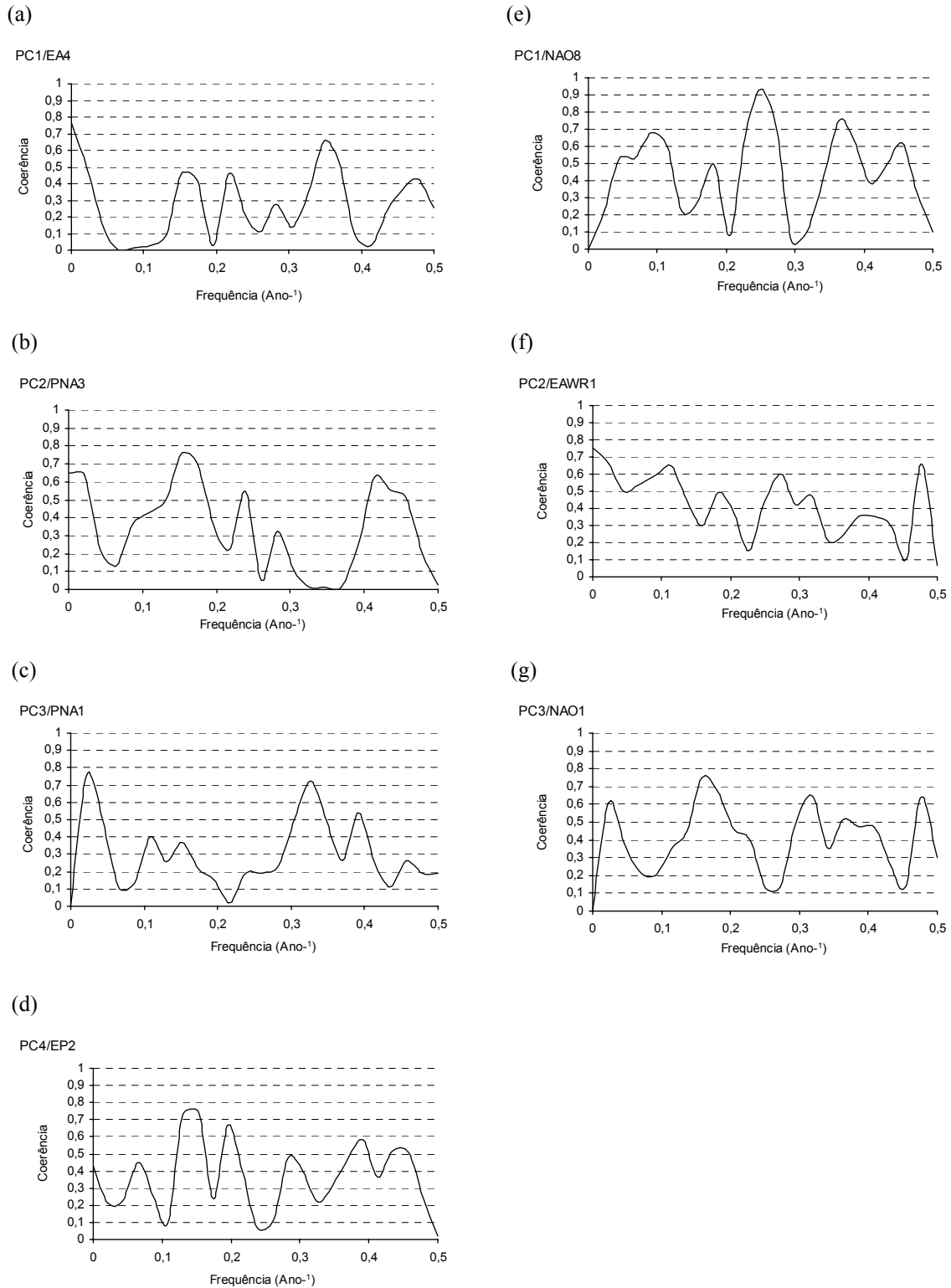


Figura 5.12 – Coerência entre as séries temporais da precipitação anual (PC) e as séries temporais dos índices teleconectivos: (a) PC1/EA4; (b) PC2/PNA3; (c) PC3/PNA1; (d) PC4/EP2. Coerência entre as séries temporais da precipitação de inverno (PC) e as séries temporais dos índices teleconectivos: (e) PC1/NAO8; (f) PC2/EAWR1; (g) PC3/NAO1.

segunda. De acordo com estes resultados podemos atribuir ao índice PNA1 a causa física do comportamento da precipitação na região valenciana.

Os resultados entre a quarta componente principal da precipitação e o índice EP2 mostram que a coerência é superior a 0,5 para o intervalo de 2-3 anos, maior que 0,4 para o intervalo de 3-4 anos e superior a 0,7 para o intervalo de 4-7 anos. De acordo com os dados da Tabela V.4, a PC4 apresenta 22% da sua variabilidade para o primeiro intervalo espectral, 8% para o segundo e terceiro intervalos espectrais. Estes factos permitem relacionar o índice EP2 com o comportamento da precipitação anual da região norte oriental da PI.

Relativamente aos resultados entre as séries temporais das funções empíricas ortogonais da precipitação de inverno e as séries temporais dos índices considerados (figuras 5.12(e), 5.12(f) e 5.12(g)) obtivemos uma coerência superior a 0,6 no intervalo 2-3 anos para as três primeiras PC. As três primeiras componentes principais apresentam variabilidade nesta zona do espectro (Tabela V.5).

A coerência entre a NAO8 e a PC1 é superior a 0,8 no intervalo 3-4 anos. Neste intervalo espectral, a variabilidade da PC1 da precipitação de inverno é de 19%. Consequentemente podemos associar o índice NAO8 ao comportamento da precipitação de inverno na região norte ocidental peninsular.

A PC3 caracteriza-se por uma coerência maior do que 0,7 com o índice NAO1 na janela espectral de 5-7 anos. Esta componente principal concentra 36% da sua variabilidade neste intervalo (Tabela V.5).

Anteriormente (Capítulo 2) mostrámos os resultados obtidos com a análise espectral aplicada às séries dos índices teleconectivos considerados. Em consequência desta análise, verificámos que o índice NAO apresenta duas importantes oscilações nos intervalos 2,4-2,6 anos e 4,2-9,2 anos. Estes factos permitem estabelecer uma relação entre as oscilações características da precipitação de inverno na região valenciana e o índice NAO.

5.6.2. TEMPERATURA

CORRELAÇÃO HETEROGÉNEA

Os resultados obtidos com a análise de correlação entre as componentes principais do campo da temperatura e os índices teleconectivos encontram-se na Tabela V.11.

Tabela V.11 – *Correlação entre os índices teleconectivos e as PC do campo de temperatura*

	Temperatura anual				Temperatura de verão		
	PC1	PC2	PC3		PC1	PC2	PC3
NAO8	—	-0,43	—	NAO3	—	0,40	—
NAO12	-0,37	—	—	NAO8	—	—	-0,46
EA2	0,51	—	—	EA/JET6	—	0,43	—
EA11	—	—	0,45	EA/JET8	—	—	0,62
EA/JET4	0,37	0,40	—	WP6	-0,38	—	—
EA/JET7	—	—	0,38	WP8	—	-0,36	—
WP6	-0,45	—	—	EP2	—	0,40	—
EP2	—	—	-0,37	PNA2	—	-0,35	—
EP5	—	-0,36	—	PNA11	—	—	-0,37
PNA5	-0,45	—	—	SCAND5	-0,37	—	—
SCAND4		0,42	—				
SCAND5	-0,42	—	—				

A análise desta tabela permite-nos apurar que para a temperatura os índices mais importantes são:

- NAO (North Atlantic Oscillation): no mês de Março (NAO3), de Agosto (NAO8), de e Dezembro (NAO12);
- EA (East Atlantic Pattern): no mês de Fevereiro (EA2) e de Novembro (EA11);
- EA/JET (East Atlantic Jet Pattern): no mês de Abril (EA/JET4), de Junho (EA/JET6), de Julho (EA/JET7) e do mês de Agosto (EA/JET8);
- WP (West Pattern): no mês de Junho (WP6) e de Agosto (WP8);
- EP (East Pattern): no mês de Fevereiro (EP2) e de Maio (EP5);
- PNA (Pacific North America Pattern): no mês de Fevereiro (PNA2), de Maio (PNA5) e Novembro (PNA11);

•SCAND (Scandinavian Pattern): no mês Abril (SCAND 4) e de Maio (SCAND 5).

A distribuição espacial da correlação entre as séries de temperatura anual e as séries dos índices SCAND5, EP5 e EA11 está representada na figura 5.13.

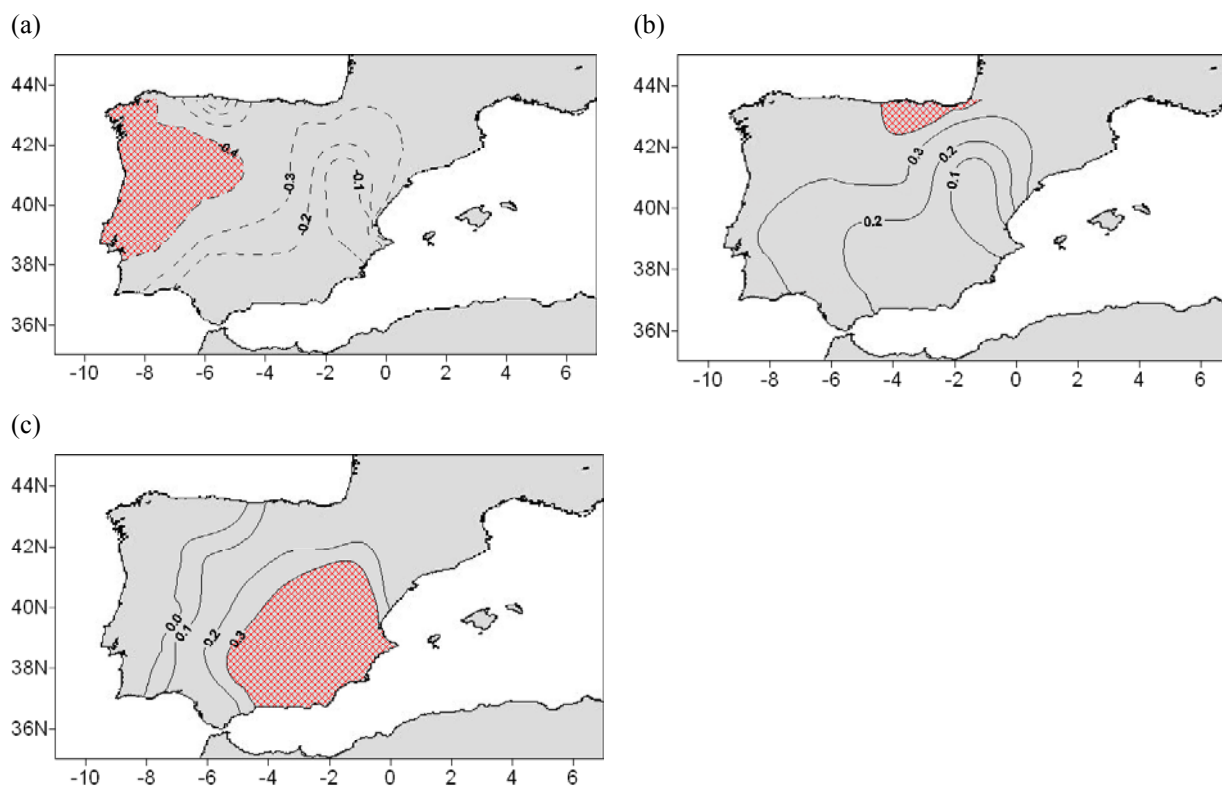


Figura 5.13 – Correlação entre as séries temporais da temperatura anual e as séries temporais dos índices: (a) SCAND5; (b) EP5; (c) EA11

A primeira componente principal da temperatura anual está relacionada com os índices NAO12, EA2, EA/JET4, WP6, PNA5 e SCAND5. Na figura 5.13 mostramos a correlação entre as séries anuais da temperatura e o índice SCAND5. Esta configuração é bastante semelhante à figura 4.3(a). Esta similitude permite-nos relacionar o comportamento da temperatura anual na região ocidental peninsular com o índice SCAND do mês de Maio.

A série temporal da segunda função empírica ortogonal está correlacionada com os índices NAO (mês de Agosto), EA/JET (mês de Abril), EP (mês de Maio) e SCAND (mês de Abril). O padrão mostrado na figura 4.3 evidencia uma região localizada no norte da península e a figura

5.13(b) mostra uma configuração idêntica. Isto é, podemos associar ao comportamento da temperatura anual daquela região ao índice EP do mês de Maio.

A Tabela V.11 mostra que a PC3 está correlacionada com os índices EA do mês de Novembro, EA/JET do mês de Julho e EP do mês de Fevereiro. A região sul e sudeste mediterrânica definida com a RPCA apresenta uma certa analogia com a configuração mostrada na figura 5.13(c), ou seja, com a correlação entre as séries de temperatura anual e o índice EA do mês de Novembro. Este índice está relacionado com o comportamento da temperatura anual daquela região.

ANÁLISE DE COERÊNCIA

A coerência entre os índices teleconectivos (SCAND5, EP5 e EA11) e as séries temporais das funções empíricas ortogonais da temperatura anual é mostrada na figura 5.14.

A primeira componente principal tem coerência maior do que 0,5 para a janela espectral 2,7-2,9 anos e superior a 0,6 para o intervalo 4,4-5 anos. O índice SCAND apresenta picos nas regiões 4,2-4,6 anos, 2,7 anos, e 6,6-7,7 anos (Capítulo 2). Estes resultados confirmam a relação entre o comportamento da temperatura anual na região ocidental peninsular e o índice SCAND.

A coerência da PC2 com o índice EP do mês de Maio é superior a 0,5 para o intervalo de 4,4-4,7 anos. Relativamente à série temporal do terceiro modo apresenta coerência superior a 0,6 no intervalo 2,7-3,6 anos, e maior do que 0,5 no intervalo 2,1-2,4 anos. Nesta região do espectro (3-5 anos), o índice EA tem uma importante oscilação, o que o constitui como causa do comportamento da temperatura anual na região sul e sudeste mediterrânica.

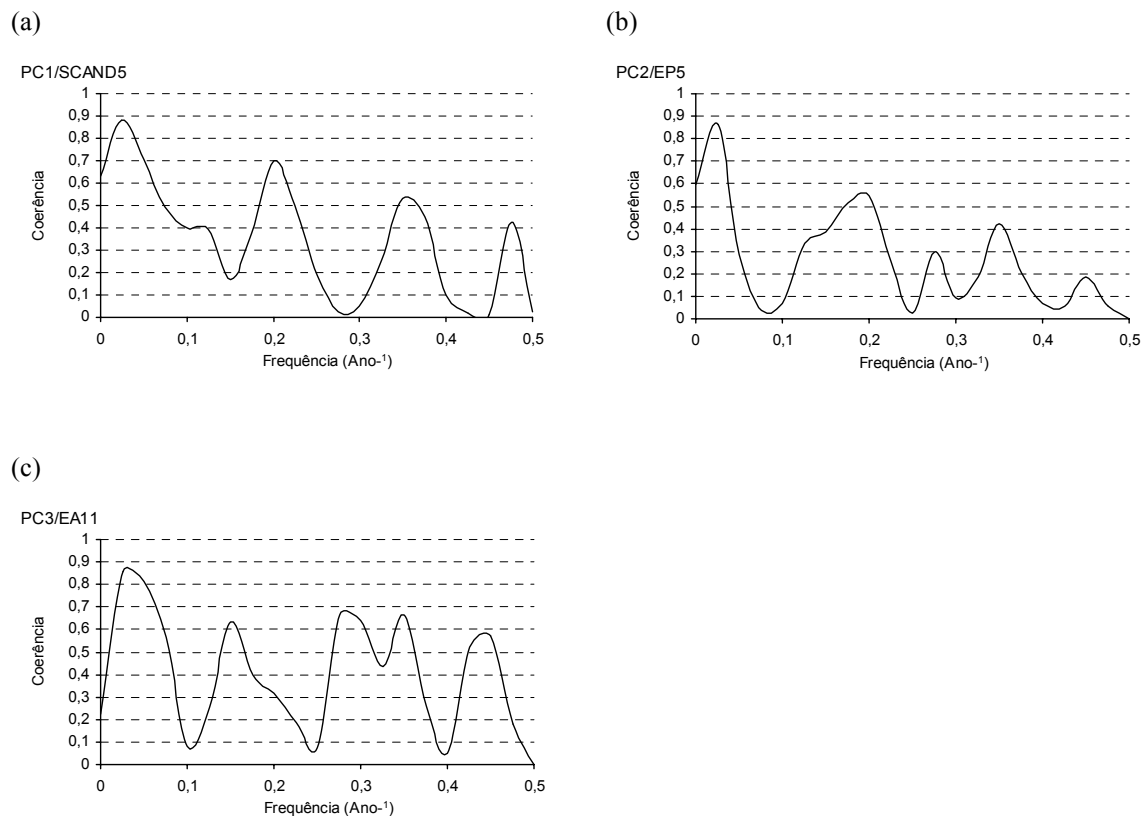


Figura 5.14 – Coerência entre as séries temporais (PC) temperatura anual observada e as séries temporais de índices teleconectivos: (a) PC1/SCAND5; (b) PC2/EP5; (c) PC3/EA11

5.6.3. EVAPORAÇÃO

CORRELAÇÃO HETEROGÊNEA

A Tabela V.12 contém os resultados obtidos com a análise de correlação entre as séries temporais das funções empíricas ortogonais da evaporação e os índices teleconectivos.

Tabela V.12 – *Correlação entre os índices teleconectivos e as PC do campo de evaporação*

	Evaporação anual			Evaporação de verão		
	PC1	PC2		PC1	PC2	PC3
NAO12	—	-0,46	NAO11	—	—	-0,32
EA4	0,35	—	EA9	—	—	0,34
EA10	—	-0,39	EA11	—	0,39	—
WP3	-0,36	—	WP11	—	—	-0,38
PNA3	—	-0,37	EP6	—	0,34	—
SCAND12	0,48	—	PNA4	-0,34	—	—
			EAWR3	0,34	—	—
			SCAND3	-0,44	—	—

Para o campo da evaporação, os índices mais importantes são:

- NAO: North Atlantic Oscillation no mês de Novembro (NAO11) e de Dezembro (NAO12);
- EA: East Atlantic Pattern no mês de Abril (EA4), de Setembro (EA9), de Outubro (EA10) e de Novembro (EA11);
- WP: West Pattern no mês de Março (WP3) e de Novembro (WP11);
- EP: East Pattern no mês de Junho (EP6);
- PNA: Pacific North America Pattern no mês de Março (PNA3) e de Abril (PNA4);
- EAWR: East Atlantic West Russian Pattern no mês de Março (EAWR3)
- SCAND: Scandinavian Pattern no mês Março (SCAND 3) e de Dezembro (SCAND 12).

A correlação entre as séries de evaporação de verão e as séries temporais dos índices climáticos SCAND3, EA11 e WP11 é mostrada na figura 5.15. Esta figura apresenta algumas semelhanças com os padrões obtidos para as três principais EOF da evaporação de verão. Assim, a distribuição espacial da primeira função empírica ortogonal da evaporação de verão identificava uma região localizada no interior do nordeste da PI. A série temporal desta função está

correlacionada com o índice PNA do mês de Abril, o índice EAWR do mês de Março e o SCAND do mês de Março.

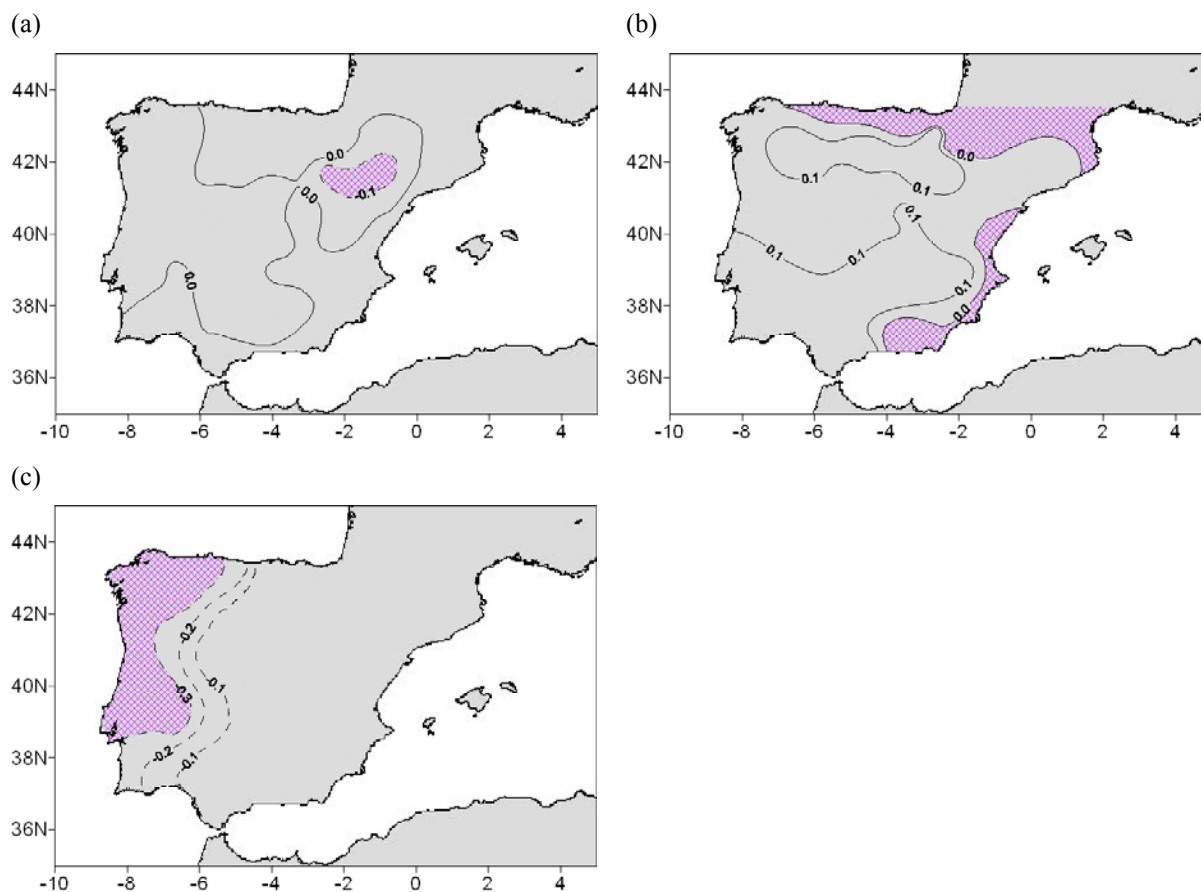


Figura 5.15 – Correlação entre as séries temporais da evaporação de verão e as séries temporais dos índices: (a) SCAND3; (b) EA11; (c) WP11

O mapa de correlação heterogênea entre a evaporação de verão e o índice SCAND3, está representado na figura 5.15(a). Esta figura também discrimina uma região no interior nordeste da península. Apesar desta área ter uma menor dimensão que a da figura 4.5(c), o comportamento da evaporação de verão nesta zona é influenciado pelo índice SCAND do mês de Março.

A segunda componente principal está correlacionada com os índices EA11 e EP6. A figura 5.15(b) é o mapa de correlação obtido para o índice EA do mês de Novembro e a variável evaporação. Este mapa apresenta semelhanças com o padrão representado na figura 4,5(d) pelo que podemos associar o índice EA11 ao comportamento da evaporação de verão na região norte da península.

Os índices NAO11, EA9 e WP11 estão correlacionados com a PC3 da evaporação de verão. A distribuição espacial da correlação entre as séries de evaporação de verão e o índice WP11 é mostrado na figura 5.15(c). Esta figura reflecte o padrão obtido para a EOF3. As semelhanças entre as figuras permitem-nos associar ao comportamento da evaporação de verão, na região norte ocidental da PI, o índice WP11.

ANÁLISE DE COERÊNCIA

Na figura 5.16 mostramos os resultados obtidos com a análise de coerência entre as PC e os índices teleconectivos considerados. A coerência entre as três PC e os índices SCAND, EA e WP é superior a 0,6, para a janela espectral 2-3 anos.

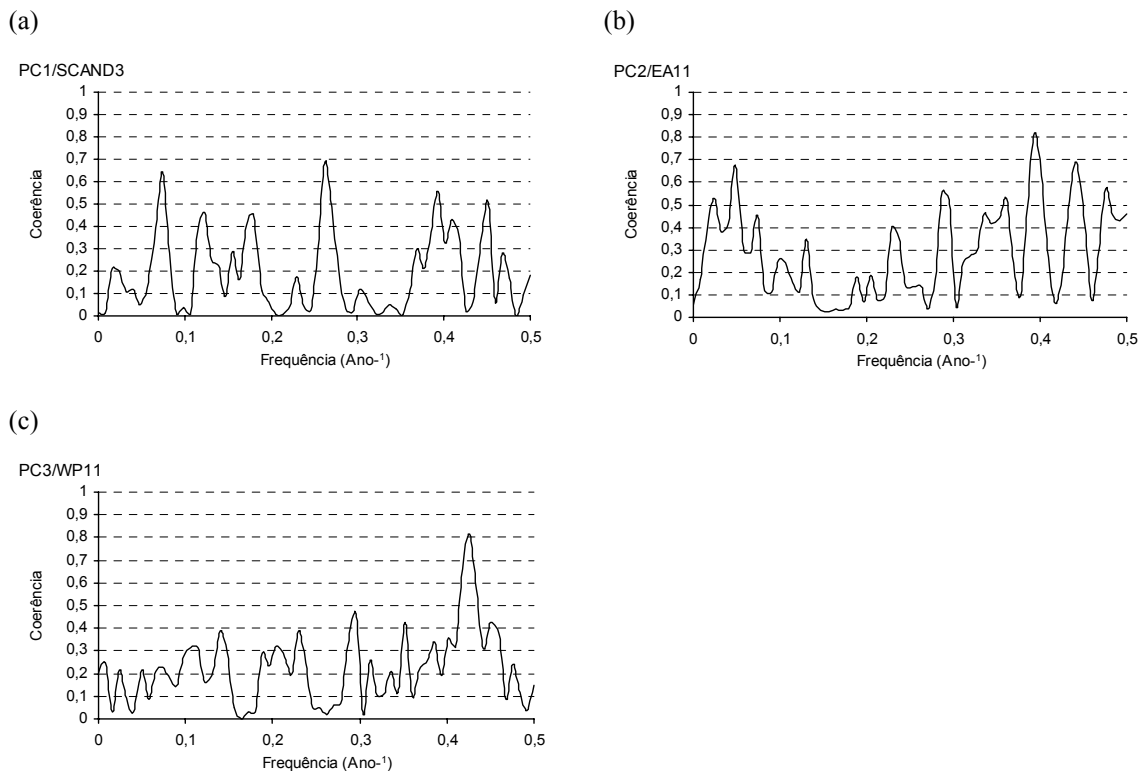


Figura 5.16 – Coerência entre as séries temporais (PC) da evaporação de verão observada e as séries temporais dos índices teleconectivos: (a) PC1/SCAND3; (b) PC2/EA11; (c) PC3/WP11

Os resultados obtidos anteriormente indicaram que, a variabilidade da PC1 (88%) estava concentrada na região 2-3 anos. A análise espectral aplicada ao índice SCAND demonstrou a existência de uma importante oscilação de 2,7 anos.

A coerência entre a PC2 e o índice EA11 é superior a 0,6, para a janela óptica 10-20 anos. Este índice apresenta também variabilidade na região dos 10-20 anos (Capítulo 2) pelo que podemos associá-lo à variabilidade da evaporação de verão na região norte da PI.

Relativamente à coerência entre a PC3 e o índice WP11, na janela espectral 2-3 anos, é superior a 0,7. O espectro deste índice é caracterizado por uma oscilação na região de 2-3 anos.

5.7. ANÁLISE DE COERÊNCIA: JUSTIFICAÇÃO DA UTILIZAÇÃO DOS DADOS DE REANÁLISE

5.7.1. PRECIPITAÇÃO

A figura 5.17 mostra os resultados obtidos com a análise de coerência entre os dados observados e os dados de reanálise utilizados neste estudo.

Para a precipitação anual, todas as PC têm uma coerência superior a 0,8, na região espectral 2-3 anos. A primeira componente principal também tem uma coerência maior do que 0,9, no intervalo 5,4-7,6 anos. Relativamente à PC4, a coerência entre as séries observada e de reanálise é superior a 0,8, na janela óptica 6-10 anos.

Relativamente à precipitação de inverno, a PC1 tem uma coerência maior do que 0,8, na região espectral 2,4-2,5 anos, e superior a 0,9, no intervalo 5,4-7,6 anos. A coerência entre as séries temporais da PC2 é superior a 0,7, nos intervalos 2,4-2,5 anos, 7,6-12,7 anos, e maior do que 0,8 para a região 5,4-7,6 anos. A terceira componente principal caracteriza-se por valores de coerência maiores do que 0,8, na janela espectral 2,9-3,2 anos, e superiores a 0,7 para a região 4,2-9,5 anos. Para a PC4, a coerência ultrapassa os 0,8, para os intervalos de 2,0-2,2 anos e 2,7-3,2 anos. A coerência é superior a 0,7 na região 9,5-12,7 anos.

A análise de coerência permitiu-nos verificar que, os dados de reanálise captam as oscilações nos intervalos de 2-3 anos e de 4,7 anos. Em alguns casos, estes dados também contêm variabilidade na região espectral de 10-20 anos.

Estes resultados demonstram que os dados de reanálise da precipitação à superfície são uma boa opção para estudos de variabilidade.

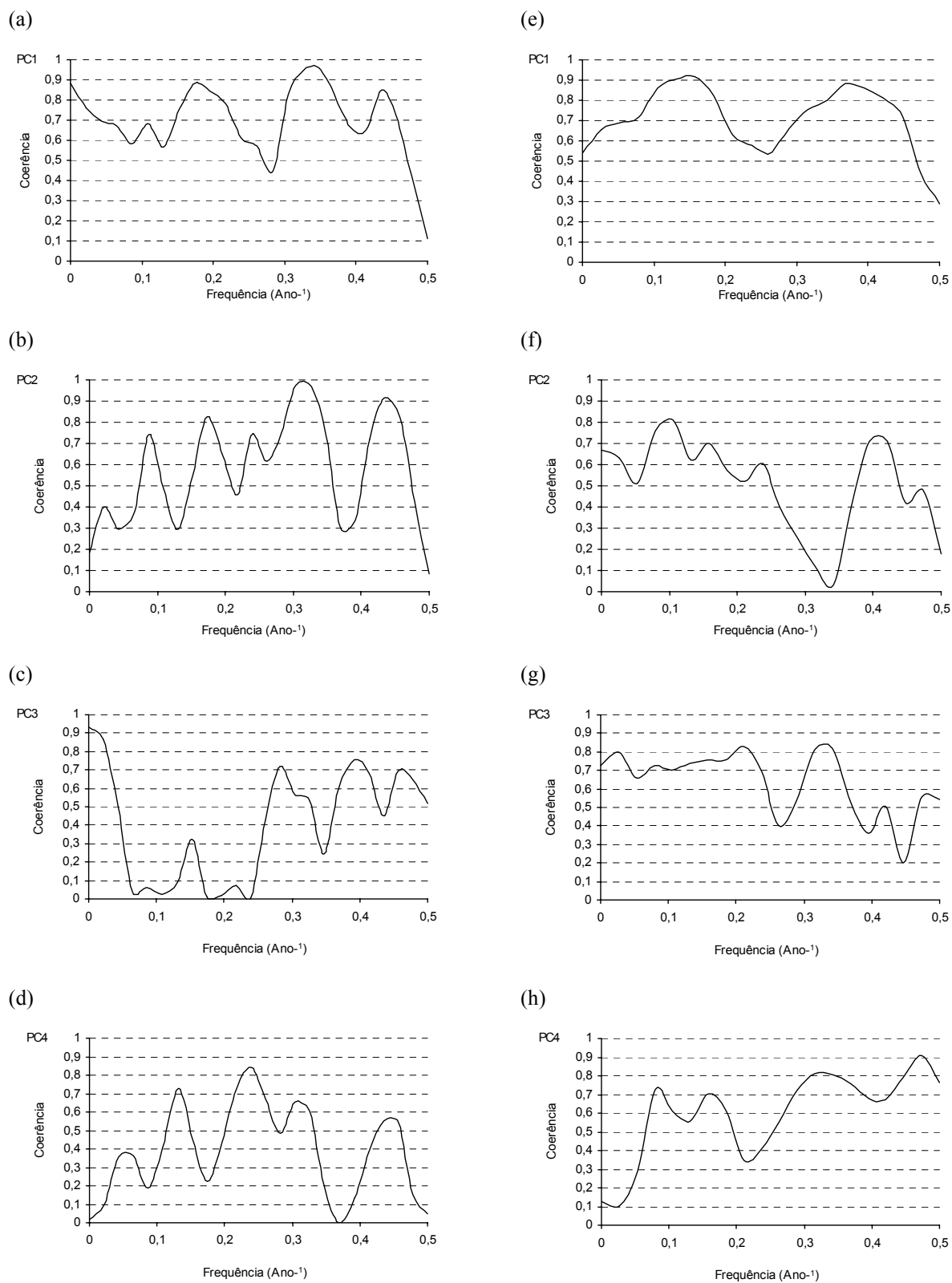


Figura 5.17 – Coerência entre as séries temporais da precipitação anual observada e as de reanálise: (a) PC1; (b) PC2; (c) PC3; (d) PC4, Coerência entre as séries temporais da precipitação de inverno observada e as de reanálise: (e) PC1; (f) PC2; (g) PC3; (h) PC4

5.7.2. TEMPERATURA

Relativamente ao campo da temperatura, os resultados obtidos com a análise de coerência entre as séries de dados observados e as séries de dados de reanálise são mostrados na figura 5.18. A análise desta figura mostra que, para a PC1, a coerência ultrapassa os 0,8 nos intervalos 2-3 anos e 8-10 anos. Na janela 3,6-4 anos, a coerência entre as séries observada e a de reanálise é superior a 0,7. Para a segunda componente principal, no intervalo 3,3-4,0 anos, a coerência é maior do que 0,8 e no intervalo 2,5-2,7 anos é superior a 0,5. Para a PC3, a coerência ultrapassa os 0,6 nos intervalos espectrais 2,9-3,3 anos e 4,4-6,7 anos.

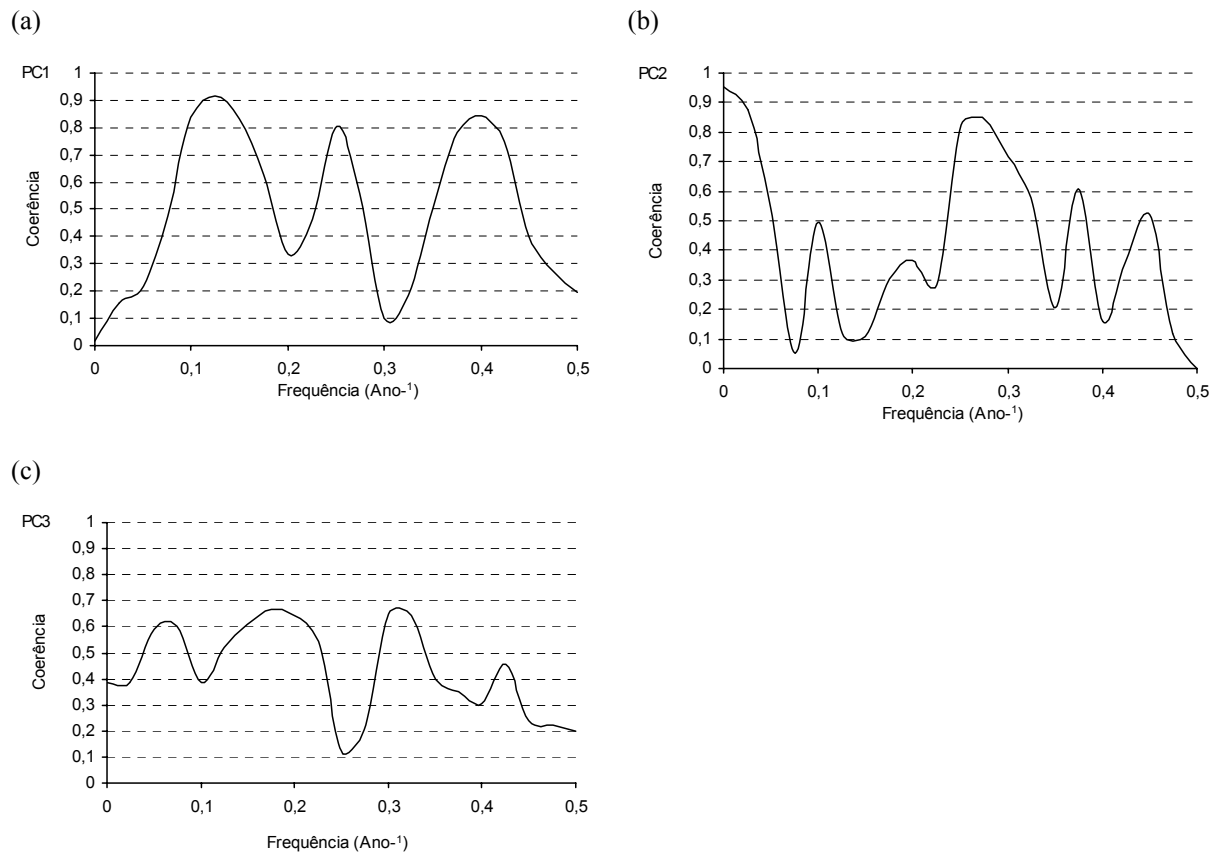


Figura 5.18 – Coerência entre as séries temporais da temperatura anual observada e as de reanálise: (a) PC1; (b) PC2; (c) PC3

Estes resultados mostram que, os dados de reanálise captam as oscilações nos intervalos de 2-3 anos e de 3-4 anos. Em alguns casos, estes dados também contêm variabilidade nas regiões

espectrais de 4-7 anos e 7-10 anos sendo possível optar pelos os dados de reanálise da temperatura à superfície para estudos de variabilidade.

5.8. CONCLUSÕES DA ANÁLISE DE VARIABILIDADE TEMPORAL

Os resultados obtidos com os múltiplos métodos utilizados para o estudo da variabilidade temporal permitiram-nos concluir que, o modelo temporal estima as séries observadas com um bom ajuste, tendo por base a decomposição das séries nas suas três componentes.

Relativamente ao campo da precipitação, a análise de variabilidade temporal revelou que:

- (i) em toda a PI, a precipitação concentra a sua variabilidade na região espectral de 2-7 anos;
- (ii) as regiões sul e sudeste também apresentam variabilidade na janela espectral 7-10 anos;
- (iii) na região norte oriental, a precipitação invernal concentra cerca de 11% da sua variabilidade na região espectral de 10-20 anos;
- (iv) estas oscilações estão associadas aos índices NAO, EA, PNA e SCAND.
- (v) as séries de dados de reanálise são uma boa opção para o estudo da variabilidade.

Relativamente ao campo da temperatura, as suas características temporais não são tão homogêneas na PI com as da precipitação. Assim,

- (i) na região ocidental peninsular, a temperatura apresenta oscilações de 2-3 anos e de 4-20 anos;
- (ii) na região norte, a variabilidade da temperatura está concentrada na janela espectral 3-10 anos;
- (iii) na região do sudeste mediterrânico, as oscilações da temperatura estão repartidas por todo o espectro;
- (iv) é possível utilizar os dados de reanálise para estudos de variabilidade.

Os resultados obtidos com as técnicas de análise da variabilidade temporal permitiu-nos identificar as oscilações características das séries de evaporação em Espanha para as três regiões obtidas com o método RPCA. Assim,

- (i) a evaporação anual, na PI, apresenta variabilidade na região 3-7 anos;
- (ii) a evaporação anual, na região interior nordeste da PI, é caracterizada por uma oscilação na região espectral 10-20 anos;
- (iii) a evaporação de verão concentra uma importante fracção de variabilidade na região 2-3 anos.

**6 – VARIABILIDADE DE
BAIXA FREQUÊNCIA NA
PENÍNSULA IBÉRICA**

SUMÁRIO – Neste capítulo apresentamos os resultados obtidos com a análise de componentes principais com rotação (RPCA) a médias decadais de dados de reanálise das variáveis precipitação e temperatura. A aplicação deste método permitiu-nos estudar a variabilidade de baixa frequência e definir as estações astronómicas de um ponto de vista da variável estudada.

6.1. INTRODUÇÃO

Entende-se por variabilidade de baixa frequência (VBF – *Variabilidade de baixa frequência*) os eventos que, as previsões a curto prazo são incapazes de simular. Estes acontecimentos podem ter períodos que vão desde 7-10 dias ou até 1-2 anos.

Com o objectivo de caracterizar os padrões de variabilidade de baixa frequência na PI, utilizámos dados diários de reanálise do NCEP/NCAR. Assim, para o período 1958-1997, construímos duas bases de dados (precipitação e temperatura) com os dados de reanálise. Estas bases de dados são constituídas por médias decadais, isto é, médias de 10 dias.

Neste estudo tivemos ainda em conta o facto dos meses não terem todos 30 dias. Consequentemente, a terceira média decadal dos meses com 31 dias não contem o último dia. Relativamente ao mês de Fevereiro, a terceira média decadal corresponde apenas aos últimos 8 dias.

Uma vez obtidas as três médias decadais, para cada mês, calculou-se o valor médio no período em estudo. Dispomos assim de três valores para cada mês durante 40 anos para as variáveis precipitação e temperatura, ou seja, 3 valores decadais \times 12 meses \times 40 anos.

A aplicação do modo *S* e do modo *T* da RPCA a dados de reanálise da precipitação e da temperatura com este tipo de agrupamento é interessante num estudo climatológico, pois permitiu-nos obter a distribuição da variabilidade pelos meses ano (variabilidade intra-anual) e ainda as estações do ano de um ponto de vista da variável estudada.

Tanto quanto é do nosso conhecimento, não existe nenhum estudo deste tipo aplicado à PI, o que, infelizmente, não nos permite comparar os nossos resultados. No entanto, Barnston e Livezey (1987), utilizando anomalias de 10 dias, estudaram os modos de variabilidade atmosférica global aos 700 hPa e Bartzokas *et al.* (2003), com valores médios decadais, obtiveram as estações do ano características da precipitação para a Grécia.

6.2. RESULTADOS DA ANÁLISE DA VARIABILIDADE DE BAIXA FREQUÊNCIA

6.2.1. PRECIPITAÇÃO

Com o objectivo de identificar os principais padrões de variabilidade da precipitação em escalas de 10 dias aplicámos o do método RPCA (*modo S*) aos valores médios decadais da precipitação no período 1958-1997.

Na Tabela VI.1 apresentamos os valores da variância total explicada por cada um dos três primeiros modos de variabilidade da precipitação decadal. Neste caso, os três primeiros autovalores explicam 80,1% da variância total e, consequentemente, as três primeiras EOF descrevem o comportamento da precipitação decadal.

Tabela VI.1 – *Percentagem de variância explicada pelas três principais funções empíricas ortogonais (EOF).*

	Percentagem da variância explicada	
	<i>Modo S</i>	<i>Modo T</i>
	%	%
EOF1	49,7	48,4
EOF2	22,1	34,4
EOF3	8,3	9,9

O primeiro modo explica cerca de metade (49,7%) da variabilidade associada à precipitação em escalas de 10 dias e, consequentemente, representa a principal fonte de variabilidade da precipitação decadal.

O padrão da primeira função própria (EOF1) está representado na figura 6.1(a) e reflecte uma estrutura dipolar. Esta estrutura mostra um comportamento oposto entre o oeste e o leste da

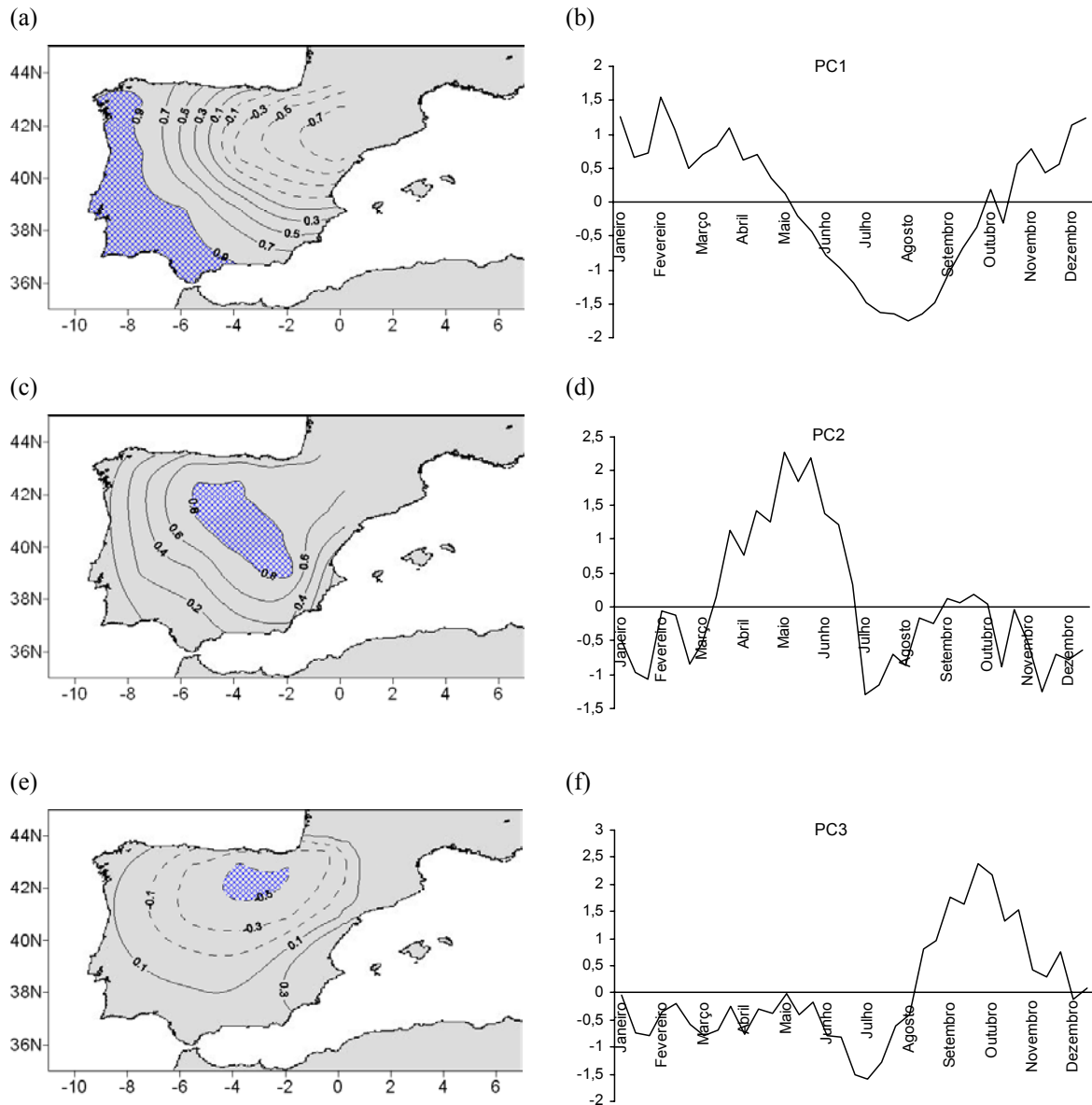


Figura 6.1 – Mapas das EOF da precipitação decadal e evolução temporal das respectivas componentes principais: (a) EOF1; (b) PC1; (c) EOF2; (d) PC2; (e) EOF3; (f) PC3. As isolinhas estão traçadas com um intervalo 0,2.

área em estudo. Os valores máximos registam-se na zona ocidental e costa sul peninsular, enquanto os valores mínimos (valores negativos) caracterizam a zona nordeste da península. Estes resultados significam que as séries temporais dos pontos da rede utilizada situados na zona ocidental e na costa sul da PI representam adequadamente a variação intra-anual da precipitação nesta zona.

Na figura 6.1(b) apresentamos a evolução dos respectivos coeficientes temporais. Neste caso, a variabilidade intra-anual da precipitação apresenta um máximo que se estende desde

meados de Outubro até Maio. O mínimo aparece no final de Maio e prolonga-se até ao final de Setembro. No entanto, a PC1 tem um máximo absoluto nos primeiros 10 dias de Fevereiro e o mínimo absoluto regista-se nos primeiros 10 dias de Agosto.

O segundo modo ortogonal contribui com 22,1% da variabilidade total. Na figura 6.1(c) apresentamos a distribuição espacial da variação intra-anual da precipitação para este modo. Nesta configuração, os valores mais elevados da EOF2 estão associados a zonas localizadas no interior norte e sudeste da PI.

Nesta área, a variação intra-anual apresenta dois máximos e três mínimos (figura 6.1(d)). O primeiro máximo estende-se entre meados de Março até finais de Junho e, o segundo e menos proeminente, localiza-se no mês de Setembro. O primeiro mínimo aparece nos três primeiros meses do ano (Janeiro, Fevereiro e Março), o segundo mínimo surge nos meses de Julho e Agosto e, o terceiro mínimo revela-se no último trimestre do ano (Outubro, Novembro e Dezembro). É ainda de salientar que, nesta área, o primeiro máximo surge aproximadamente 3 a 4 meses mais tarde do que na região caracterizada pelo primeiro função.

A figura 6.1(e) representa uma região localizada no interior norte oriental da PI. Nesta área obtivemos os valores mais elevados para a terceira função empírica ortogonal. Esta função explica 8,3% da variância e a variação intra-anual caracteriza-se por um máximo e um mínimo (figura 6.1(f)). O mínimo é bastante longo na escala temporal e, ocorre entre os meses de Janeiro e de Julho enquanto que, o máximo surge entre Agosto e Dezembro. O máximo absoluto regista-se entre o vigésimo primeiro e o trigésimo dia do mês de Setembro e nos primeiros dez dias do mês de Julho regista-se o mínimo absoluto.

6.2.2. DISTRIBUIÇÃO ESPACIAL DA PRECIPITAÇÃO

A aplicação do *modo T* da RPCA aos valores médios decadais da precipitação revelou-nos as estações astronómicas (inverno, primavera, verão e outono) do ponto de vista da precipitação.

A primeira função própria (EOF1) explica 48,4% da variância. Os resultados obtidos, e apresentados na Tabela VI.2, sugerem que a PC1 está fortemente associada aos dois últimos períodos decadais de Dezembro, aos meses de Janeiro e de Fevereiro, e ao primeiro período decadal de Março. Os valores máximos da primeira componente principal obtiveram-se para o período Dezembro a Fevereiro (valores superiores 0,94) e, assim, podemos associar este período à estação de inverno.

Tabela VI.2 – *Funções temporais associadas às principais EOF da precipitação decadal (os valores inferiores a 0,32 não constam na tabela dado que não são estatisticamente significativos para o nível de confiança de 95%).*

Década		PC1	PC2	PC3
1-10	Janeiro	0,98		
11-20	Janeiro	0,97		
21-30	Janeiro	0,94		
1-10	Fevereiro	0,98		
11-20	Fevereiro	0,99		
21-28	Fevereiro	0,97		
1-10	Março	0,94		
11-20	Março	0,91	0,34	
21-30	Março	0,74	0,44	
1-10	Abril	0,71	0,66	
11-20	Abril	0,44	0,84	
21-30	Abril	0,42	0,86	
1-10	Maio	0,34	0,91	
11-20	Maio		0,97	
21-30	Maio		0,97	
1-10	Junho		0,98	
11-20	Junho		0,98	
21-30	Junho		0,96	
1-10	Julho		0,97	
11-20	Julho		0,94	
21-30	Julho		0,92	
1-10	Agosto		0,90	0,37
11-20	Agosto		0,82	0,47
21-30	Agosto		0,77	0,60
1-10	Setembro		0,71	0,67
11-20	Setembro		0,40	0,83
21-30	Setembro	0,34	0,42	0,80
1-10	Outubro	0,43		0,82
11-20	Outubro	0,74		0,48
21-30	Outubro	0,66		0,69
1-10	Novembro	0,77		
11-20	Novembro	0,93		
21-30	Novembro	0,86		0,38
1-10	Dezembro	0,88		0,41
11-20	Dezembro	0,97		
21-30	Dezembro	0,96		

A distribuição espacial da precipitação para o inverno é representada pela figura 6.2(a). Neste período do ano, o máximo de precipitação está localizado na costa norte ocidental portuguesa, na costa norte da Galiza e na Cantábria. O mínimo regista-se na região da Catalunha e nas regiões Múrcia e Alicante.

Como é sabido, a PI localiza-se entre a faixa dos anticlones subtropicais (a sul) e a faixa das depressões subpolares (a norte), ou seja, situa-se na zona das circulações do oeste. Durante o inverno, o anticiclone subtropical do Atlântico Norte situa-se a sul dos Açores e estende-se, em média, em crista sobre a PI. Nesta época do ano, a PI é afectada predominantemente pelos ventos de oeste e noroeste. Em particular, a costa ocidental da PI está fortemente exposta às influências atlânticas, isto é, às massas de ar húmidas provenientes do Atlântico. Acresce a este facto, o papel desempenhado pela orografia, nomeadamente, o Sistema Galaico-Português, que produz o efeito de estancamento das massas de ar húmido, sobretudo na costa norte de Portugal e na costa galega.

O segundo factor explica 34,4% da variância. Os valores da Tabela VI.1 indicam que esta estação do ano está associada aos meses de Maio, Junho e Julho. Os valores mais significativos correspondem aos dois primeiros períodos decadais de Junho. É pois natural associar este período do ano ao final da primavera/início do verão.

A figura 6.2(b) mostra a distribuição espacial da precipitação referente a este período do ano.

No final da primavera/início de verão, os valores máximos da precipitação registam-se no norte oriental da PI (País Basco, Navarra e Rioja) e os mínimos na costa sul portuguesa e costa sul mediterrânica espanhola.

Durante o verão verifica-se que o anticiclone dos Açores está deslocado para norte e há um enfraquecimento da actividade da depressão subpolar da Islândia. Paralelamente, no interior da PI, desenvolve-se uma depressão de origem térmica. A associação destes factores induz ventos intensos dos quadrantes norte e nordeste. Na costa ocidental da PI, estes ventos são advectores de ar frio e seco e, na zona oriental da PI, predominam os ventos dos quadrantes sul e leste, advectores das massas de ar do Mediterrâneo e do Norte de África.

A terceira EOF explica 9,9% da variância e refere-se ao período de meados de Setembro a meados de Outubro (Tabela VI.2). A figura 6.2(c) mostra que, durante o outono, a quantidade máxima de precipitação é registada na costa leste mediterrânica, na região da Catalunha e na região valenciana.

(a)

(b)

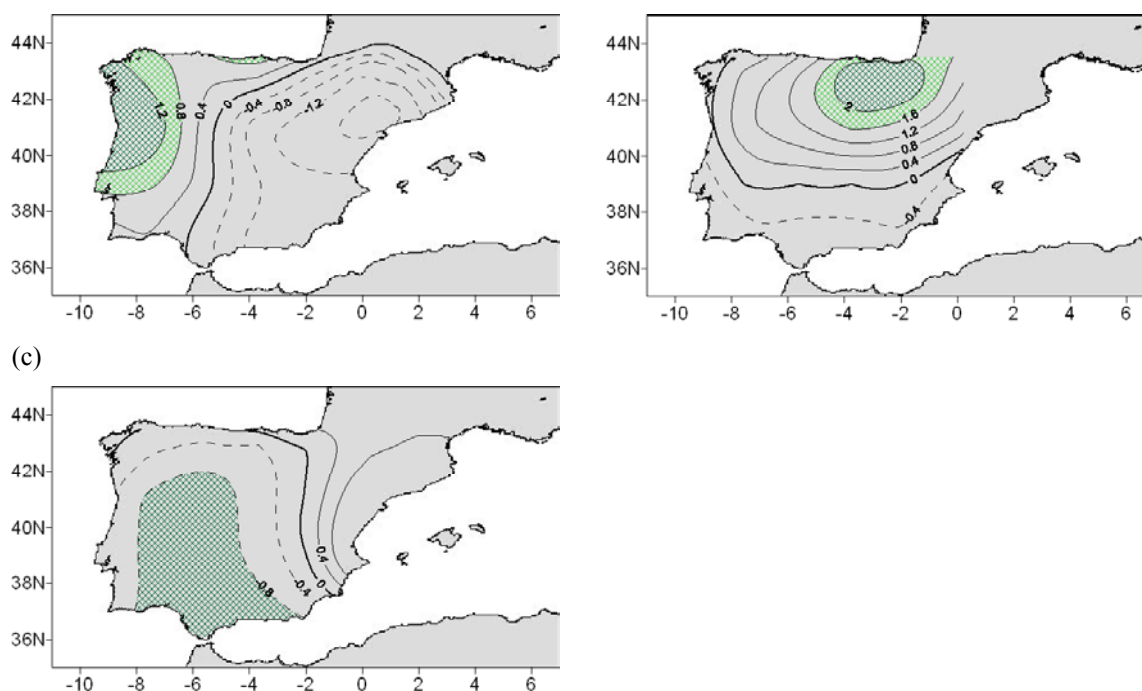


Figura 6.2 - Distribuição espacial dos valores decadais da precipitação: (a) PC1; (b) PC2; (c) PC3.

Neste período do ano, a precipitação, na região da Catalunha, resulta fundamentalmente de actividade convectiva local em regiões de elevada altitude, e da convergência de circulação de meso-escala (brisas marítimas), em regiões localizadas ao longo da costa mediterrânica.

Na costa leste e sudeste de Espanha, segundo Sumner *et al.* (2001), as trovoadas são geradas mais facilmente, e são mais severas, durante a transição entre o verão e o outono, ou seja, entre o final de Agosto e o final de Outubro, quando os ventos de oeste se intensificam.

6.2.3. TEMPERATURA

Aplicámos do método RPCA (*modo S*) aos valores médios decadais da temperatura no período 1958-1997 para identificarmos os principais padrões de variabilidade da temperatura em escalas de 10 dias.

Os valores da variância explicada encontram-se na Tabela VI.3. Os dois primeiros modos explicam 99,8% da variância total. Neste caso podemos considerar que, os padrões das duas primeiras EOF descrevem o comportamento da temperatura na PI em escalas de 10 dias.

A quase a totalidade da variabilidade (98,1%) associada à temperatura em escalas de 10 dias é explicada pelo primeiro modo e, consequentemente representa a principal fonte de variabilidade da temperatura decadal.

Tabela VI.3 – *Percentagem de variância explicada pelas duas principais funções empíricas (EOF)*

	Percentagem da variância explicada	
	<i>Modo S</i>	<i>Modo T</i>
	%	%
EOF1	98,1	76,8
EOF2	1,7	22,4

Na figura 6.3(a) está representado o padrão da primeira função própria (EOF1). Esta função própria caracteriza-se por ter o mesmo sinal (positivo) em toda a região da PI. Os valores mais elevados registam-se no interior sudeste da península, decrescendo em direcção à costa ocidental peninsular. Podemos então afirmar que, as séries temporais situadas no interior sudeste peninsular representam a variação intra-anual da temperatura na PI.

Os respectivos coeficientes temporais estão representados na figura 6.3(b). Esta figura apresenta um máximo que se estende desde o segundo período decadal de Março ao primeiro período decadal de Setembro. O máximo absoluto regista-se durante o segundo período decadal de Julho. O mínimo prolonga-se entre meados de Setembro e o final de Fevereiro, ocorrendo o mínimo absoluto no final do mês de Novembro.

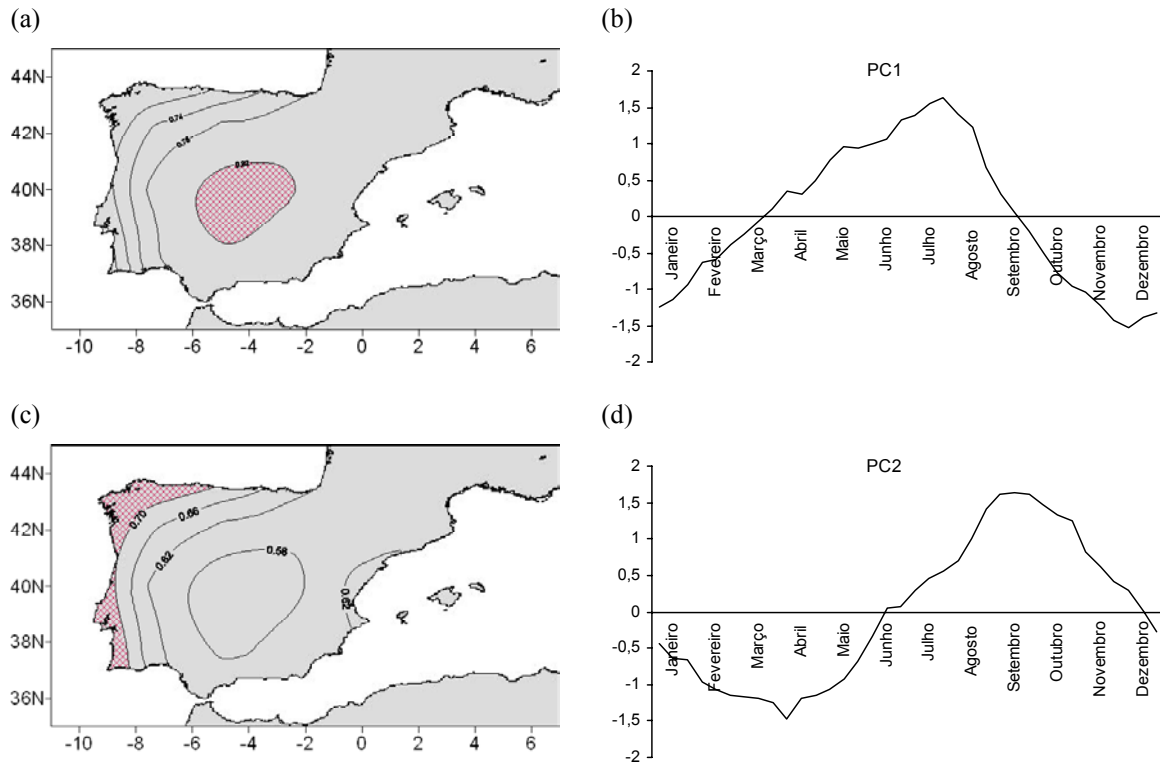


Figura 6.3 – Mapas das EOF da temperatura decadal e evolução temporal das respectivas componentes principais: (a) EOF1; (b) PC1; (c) EOF2; (d) PC2. As isolinhas estão traçadas com um intervalo de 0,04.

O segundo modo de variabilidade é muito menos importante que o primeiro, contribuindo apenas com 1,7% para variância total. A distribuição espacial da variação intra-anual da temperatura é mostrada na figura 6.3(c). Nesta configuração, os valores mais elevados da função própria registam-se na costa norte e costa ocidental peninsular. Numa vasta zona situada no interior sul da península, a mesma função toma os valores mais baixos.

A evolução temporal da PC2 está representada na figura 6.3 (d). Da análise desta figura verificamos que, a variação intra-anual apresenta mais uma vez, um máximo e um mínimo bastante extensos, com uma duração de aproximadamente seis meses. Assim, o mínimo ocorre no primeiro semestre do ano, isto é, entre Janeiro e Junho, enquanto que, o máximo estende-se entre o início de Junho e o final de Dezembro. O máximo absoluto aparece no início do mês de Setembro, cerca de 2 meses após o máximo absoluto da PC1. O mínimo absoluto ocorre no final do mês de Março.

6.2.4. DISTRIBUIÇÃO ESPACIAL DA TEMPERATURA

No caso da temperatura, os resultados obtidos aplicando o *modo T da* RPCA, à média dos valores decadais da temperatura, permitiram-nos identificar duas estações do ano que caracterizam a variabilidade intra-anual. Na Tabela VI.4 apresentamos os resultados obtidos com esta técnica.

A variância está distribuída pelos dois principais modos de variabilidade. Assim, a primeira função própria (EOF1) explica 76,8% da variância total. A PC1 está fortemente associada aos meses de Novembro, Dezembro e Janeiro, ou seja, podemos associar esta estação do ano ao inverno.

A distribuição espacial da temperatura nesta estação do ano é representada pela figura 6.4(a). Esta figura mostra um contraste entre o oeste e o leste peninsular. Durante o inverno, as temperaturas são mais elevadas na costa ocidental e na costa sul Atlântica, bem como, na costa sul mediterrânica. As temperaturas mais baixas registam-se no interior da PI. Este comportamento revela-nos o resultado do efeito moderador das massas de água que circundam a PI.

O segundo factor explica 22,4% da variância e os valores obtidos indicam que, os períodos mais característicos estão associados aos meses de Julho e Agosto. Por este motivo podemos associar esta estação do ano ao verão.

A figura 6.4(b) mostra a distribuição espacial da temperatura referente a esta estação do ano e revela um contraste norte-sul. Esta distribuição divide a península em aproximadamente duas metades, segundo um eixo orientado de oeste para leste, em que a temperatura da zona norte apresenta um comportamento oposto ao da zona sul. Desta forma, durante o verão, na zona sul registam-se as temperaturas mais elevadas do que na zona norte. As temperaturas mais elevadas ocorrem na costa sul mediterrânica e as temperaturas mais baixas registam-se na costa norte oceânica.

Tabela VI.4 – *Funções temporais associadas às principais EOF da temperatura decadal (os valores inferiores a 0,32 não constam na tabela dado que não são estatisticamente significativos para o nível de confiança de 95%).*

Década		PC1	PC2
1-10	Janeiro	0,99	
11-20	Janeiro	0,99	
21-30	Janeiro	0,99	
1-10	Fevereiro	0,98	
11-20	Fevereiro	0,98	
21-28	Fevereiro	0,97	
1-10	Março	0,94	
11-20	Março	0,93	0,36
21-30	Março	0,90	0,42
1-10	Abril	0,88	0,47
11-20	Abril	0,84	0,41
21-30	Abril	0,81	0,46
1-10	Maio	0,69	0,69
11-20	Maio	0,48	0,78
21-30	Maio	0,43	0,83
1-10	Junho	0,43	0,89
11-20	Junho	0,32	0,94
21-30	Junho		0,98
1-10	Julho		0,99
11-20	Julho		0,99
21-30	Julho		0,99
1-10	Agosto		0,99
11-20	Agosto		0,99
21-30	Agosto		0,96
1-10	Setembro	0,40	0,91
11-20	Setembro	0,44	0,84
21-30	Setembro	0,68	0,73
1-10	Outubro	0,81	0,47
11-20	Outubro	0,90	0,42
21-30	Outubro	0,94	0,34
1-10	Novembro	0,96	
11-20	Novembro	0,98	
21-30	Novembro	0,99	
1-10	Dezembro	0,99	
11-20	Dezembro	0,99	
21-30	Dezembro	0,99	

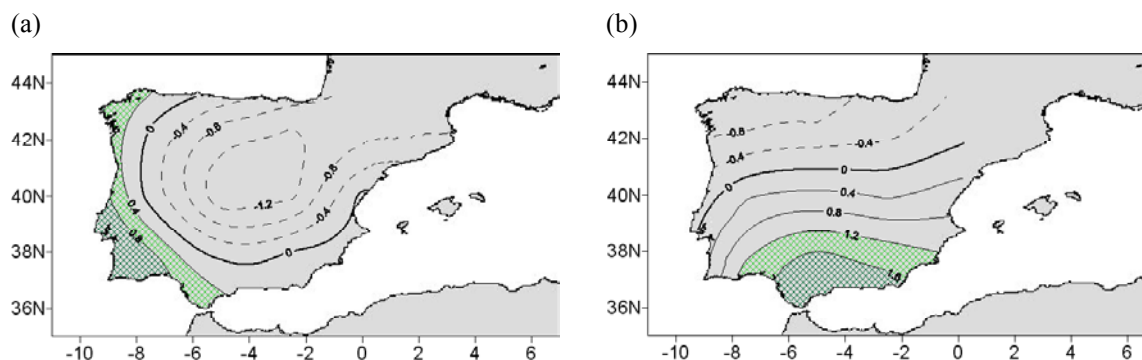


Figura 6.4 –Distribuição espacial dos valores decadais da temperatura: (a) PC1. As isolinhas estão traçadas com um intervalo de 0,4. (b) PC2. As isolinhas estão traçadas com um intervalo 0,2.

Do ponto de vista da temperatura, estas duas configurações obtidas com o método *RPCA* confirmam os resultados obtidos pela análise clássica de vários elementos climáticos: na PI coexistem dois tipos fundamentais de clima, o *clima temperado europeu ocidental* e o *clima temperado mediterrânico* (Tullot, 1983). Segundo este analista, a costa norte, a Cordilheira Cantábrica e uma pequena porção do norte de Portugal caracteriza-se pelo *clima temperado europeu ocidental*, enquanto, o restante território caracteriza-se pelo *clima temperado mediterrânico*.

6.3. CONCLUSÕES

Relativamente à variabilidade intra-anual na PI, este estudo permitiu-nos obter as seguintes resultados:

(i) a precipitação apresenta características bem definidas em três estações astronómicas. A estação de inverno que ocorre durante os meses de Dezembro, Janeiro e Fevereiro é bem definida numa região localizada no noroeste peninsular. A estação de verão inicia-se em Maio, prolongando-se por Junho e Julho e está relacionada com uma região situada no norte peninsular. Finalmente, podemos associar a estação de outono ao mês de Setembro, cujas características são evidentes numa zona situada no sul da PI;

(ii) a temperatura tem características bem definidas em duas épocas do ano: inverno e verão. Durante o inverno, este regime de temperaturas é característico da faixa ocidental peninsular e de uma pequena região localizada na costa sul mediterrânica. O verão ocorre durante os meses de Junho, Julho e Agosto e podemos associá-lo à costa sul mediterrânica (região de Andaluzia).

**7 – VARIABILIDADE ANUAL
E INVERNAL DO FLUXO DE
VAPOR DE ÁGUA NA
PENÍNSULA IBÉRICA**

SUMÁRIO – Neste capítulo utilizou-se o método da divergência do fluxo de vapor de água (Peixoto e Oort, 1992) para o estudo do ramo aéreo do ciclo hidrológico. Este método permitiu fazer uma análise do transporte horizontal de vapor de água e estimar a evaporação, revelando-se uma boa alternativa aos métodos semi-empíricos. A aplicação deste método permitiu ainda a identificação de zonas fonte/sumidouros de vapor de água. Com a análise da variabilidade do campo da divergência identificaram-se as respectivas causas físicas.

7.1. INTRODUÇÃO

De acordo com um dos princípios fundamentais da Física Clássica, o princípio da conservação da massa, a água não pode ser criada ou destruída no sistema climático. No sistema climático, o ciclo hidrológico representa a conservação da substância água. Este ciclo não é mais do que um sistema de transporte da substância água, nas suas mais diversas formas, através dos vários constituintes do sistema climático. Este transporte é condicionado pela existência de factores que forçam o seu movimento e a sua dinâmica, tais como, a energia solar e a circulação geral da atmosfera.

A água, nas suas três fases, está distribuída pelos oceanos, pelos continentes e pela atmosfera. Os oceanos são o principal reservatório da água, sendo a energia solar a responsável pela evaporação e outras transformações associadas às transições de fase. Para compensar o escoamento aéreo da água proveniente dos oceanos é necessário a existência de um escoamento superficial e subterrâneo de água dos continentes para os oceanos. A precipitação e a evaporação são os elos de ligação entre estes dois fenómenos. De outra forma, o ciclo hidrológico é constituído por dois ramos – o ramo terrestre onde o fluxo é principalmente nas fases líquida e sólida e o ramo aéreo, onde predomina o fluxo de água no estado de vapor (Peixoto e Oort, 1992).

De um ponto de vista climático é evidente a necessidade de considerarmos o ciclo hidrológico pelos mais diversos motivos. Como já foi referido, a precipitação e a evaporação são os elos da sequência fechada em que, a atmosfera cede água ao globo e o globo cede água à atmosfera, respectivamente.

Operacionalmente, a precipitação é medida com facilidade nas estações meteorológicas mas não a evaporação. Dadas as dificuldades em medir esta variável é comum recorrer-se a processos indirectos para se estimar a evaporação. Estes processos baseiam-se em fórmulas semi-empíricas como por exemplo a de Thornthwaite e a de Penman, as quais utilizam dados meteorológicos como a temperatura, a radiação, o vento, etc. Estas fórmulas semi-empíricas têm

por base mecanismos físicos e estimam a evaporação de uma forma aproximada. Face a esta limitação dos métodos semi-empíricos e, de um ponto de vista climático há necessidade de recorrer ao estudo do ramo aéreo do ciclo hidrológico, onde o vapor de água tem uma grande importância.

A quantidade de vapor de água existente na atmosfera caracteriza-se por uma variabilidade espacial e temporal consideráveis. O vapor de água atmosférico apresenta um máximo de 0,6% da massa total da atmosfera constituindo a atmosfera um reservatório de água bastante reduzido. No entanto, devido à grande mobilidade da atmosfera há um transporte a grandes distâncias, de grandes quantidades de vapor de água, efectuado pelas circulações atmosféricas de todas as escalas (Peixoto e Oort, 1992; Agirre *et al.*, 2004). Um estudo do ramo atmosférico do ciclo da água permite a análise do transporte do vapor de água, a identificação de zonas fonte e zonas sumidouro de vapor de água e obter uma estimativa da evaporação. Isto é, obtidos os valores da divergência do fluxo de vapor de água, que relaciona a diferença entre a evaporação e a precipitação (Peixoto e Oort, 1992; Higgins *et al.*, 1996; Wang e Paegle, 1996; Berbery e Rasmusson, 1999), é possível estimarmos a evaporação na região em estudo.

O estudo da variabilidade do ciclo hidrológico está inevitavelmente associada à precipitação mas, a sua caracterização só fica completa se considerarmos a evaporação e o transporte de vapor de água (Agirre *et al.*, 2004). Tendo este facto presente, neste estudo tentámos ultrapassar as dificuldades inerentes à natureza do ramo terrestre do ciclo hidrológico e, utilizando a metodologia proposta por Peixoto e Oort (1992), caracterizámos a variabilidade do transporte de vapor de água, analisámos a variabilidade do campo da divergência e estimámos a evaporação.

7.2. FUNDAMENTO TEÓRICO

De acordo com o princípio da conservação da massa, a água não pode ser destruída nem criada no sistema Terra/atmosfera, de outra forma, tem que verificar-se o seu balanço.

A existência de zonas no globo onde há um excesso de precipitação relativamente à evaporação (ou vice-versa) conduz à necessidade de transporte de água, pela circulação atmosférica, para compensar os excessos ou défices. Este princípio conduz ao estabelecimento da equação de balanço da água na atmosfera.

Consideremos então que, a quantidade de vapor de água contida numa coluna de ar de área unitária que se estende desde a superfície terrestre até ao topo da atmosfera é dada por:

$$W(\lambda, \phi, t) = \int_0^{p_0} q \frac{dp}{g}, \quad (7.1)$$

onde q é a humidade específica. A quantidade W é a quantidade de água precipitável e representa a altura que a água atingiria se todo o vapor de água contido nessa coluna de água se condensasse e se depositasse.

A quantidade \bar{Q} , denominada por fluxo de vapor de água na atmosfera, obtém-se integrando o transporte horizontal relativamente à pressão, isto é,

$$\bar{Q}(\lambda, \phi, t) = \int_0^{p_0} q \vec{V} \frac{dp}{g} = Q_\lambda \hat{i} + Q_\phi \hat{j}, \quad (7.2)$$

podendo \bar{Q} decompor-se nas componentes zonal e meridional de acordo com,

$$Q_\lambda = \int_0^{p_0} qu \frac{dp}{g} = \langle qu \rangle \frac{p_0}{g} \quad (7.3a)$$

e

$$Q_\phi = \int_0^{p_0} qv \frac{dp}{g} = \langle qv \rangle \frac{p_0}{g}. \quad (7.3b)$$

O termo Q_ϕ representa o fluxo de vapor de água através de uma coluna unitária de uma parede latitudinal ($\phi = \text{constante}$) e Q_λ é o fluxo de vapor de água através de uma coluna unitária de uma parede longitudinal ($\lambda = \text{constante}$).

O balanço de vapor de água na atmosfera pode ser expresso pela equação 7.4 que resulta da combinação da equação básica de balanço de vapor de água ($\frac{dq}{dt} \equiv \frac{\partial q}{\partial t} + \text{div}(q\vec{v}) + \frac{\partial(q\omega)}{\partial p}$) e da equação da continuidade ($\frac{\partial \omega}{\partial p} + \text{div} \vec{v} = 0$), ou seja,

$$\frac{\partial q}{\partial t} + \text{div}(q\vec{v}) + \frac{\partial(q\omega)}{\partial p} = s(q) + D \quad (7.4)$$

onde o termo $s(q)$ representa o termo fonte ou sumidouro e é igual à taxa de geração ou destruição do vapor de água por unidade de massa associada às mudanças de fase. $D = -\alpha \operatorname{div}(\overline{J_q^D})$ representa as contribuições dos processos de difusão molecular e dos processos turbulentos através das fronteiras.

Na atmosfera, as principais fontes e sumidouros de vapor de água são a evaporação e a condensação e, nas camadas mais baixas da atmosfera são também significativos os processos de difusão molecular e turbulenta. Então, $s(q) = e - c$, onde e representa a taxa de evaporação e c a taxa de condensação por unidade de massa.

Identicamente podemos estabelecer uma equação de balanço para as fases condensadas, em que as taxas de formação ou destruição da água são agora $s(q_c) - s(q)$ designando q_c o vapor específico de água condensada na atmosfera. E então,

$$\frac{\partial q_c}{\partial t} + \operatorname{div} q_c v + \frac{\partial q_c \omega_c}{\partial p} = -(e - c), \quad (7.5)$$

onde ω_c é a velocidade vertical resultante das gotas de água e das partículas de gelo na atmosfera e $q_c \omega_c$ é o transporte vertical de água condensada.

Somando as equações 7.4 e 7.5 e integrando ao longo da vertical da superfície do globo obtêm-se a seguinte equação:

$$\frac{\partial W}{\partial t} + \operatorname{div} \overline{Q} + \frac{\partial W_c}{\partial t} + \operatorname{div} \overline{Q}_c + P = E, \quad (7.6)$$

em que W_c é o conteúdo total de água nas fases condensadas e \overline{Q}_c é o campo de transporte de água condensada.

Atendendo a que $\frac{\partial W}{\partial t} \gg \frac{\partial W_c}{\partial t}$ e $Q \gg Q_c$ então, a taxa de variação temporal da água nas fases líquida e sólida, bem como, os respectivos transportes horizontais podem ser desprezados na equação 7.6.

Integrando esta equação para intervalos de tempo suficientemente longos (superiores a 1 mês) obtêm-se a seguinte equação:

$$\frac{\partial \overline{W}}{\partial t} + \text{div} \overline{\overline{Q}} = \overline{E} - \overline{P}. \quad (7.7)$$

Esta equação mostra que, a taxa de geração de vapor de água no seio de uma coluna unitária pode ser aproximada ao excesso de evapotranspiração \overline{E} relativamente à precipitação \overline{P} , ambas avaliadas à superfície do globo. Este excesso é, em média, compensado pela taxa de variação local do vapor de água armazenado pela atmosfera e pela divergência do transporte de vapor de água efectuado pelas circulações a várias escalas.

Considere-se agora uma região de área A , limitada por uma parede lateral vertical e cuja a altura é suficientemente grande para que se possa desprezar a quantidade de água no seu topo, então tomando a média espacial, a equação 7.7 assume a seguinte forma:

$$\left\{ \frac{\partial \overline{W}}{\partial t} \right\} + \left\{ \text{div} \overline{\overline{Q}} \right\} = \left\{ \overline{E} - \overline{P} \right\}. \quad (7.8)$$

Em estudos realizados para períodos de tempo relativamente elevados, os valores da grandeza $\left\{ \frac{\partial \overline{W}}{\partial t} \right\}$ são geralmente muito pequenos, quando comparados com os outros termos da equação. Isto é, este termo pode ser desprezado, salvo para intervalo de tempo curtos ou para regiões sob influência de tempestades severas.

Nas condições em que é possível desprezar a taxa de variação local, pode dizer-se que em regiões onde predomina a divergência, a evaporação excede a precipitação ($(\overline{E} - \overline{P}) > 0$). Ao contrário, em regiões de convergência (divergência negativa) a precipitação excede em média a evaporação ($(\overline{E} - \overline{P}) < 0$).

O estudo do campo da divergência do fluxo de vapor de água permite-nos identificar as regiões fonte de vapor de água, regiões onde a divergência é positiva e de as distinguir das regiões sumidouros, regiões onde há convergência.

Obtidos os valores para a divergência e conhecidos os valores da precipitação para a região em estudo, é ainda possível estimar a evaporação.

7.3. RESULTADOS DA ANÁLISE DO TRANSPORTE DE VAPOR DE ÁGUA

A aplicação da teoria anteriormente exposta permitiu o cálculo do transporte horizontal de vapor de água e da divergência de fluxo de vapor de água. Para o estudo do transporte de vapor de água foram obtidas a componente zonal Q_λ e a componente meridional Q_ϕ para os níveis de 1000 hPa, 850 hPa, 700 hPa, 500 hPa e 300 hPa. No período 1964-2004, calculámos o transporte horizontal médio anual e invernal de vapor de água.

No estudo da divergência do fluxo de vapor de água obtivemos o simétrico da divergência do fluxo de vapor de água, ou seja, a convergência ($-\text{div} \bar{Q} = \bar{P} - \bar{E}$). Com a utilização deste método obtivemos os valores médios anuais e sazonais (inverno e verão). Esta análise foi feita para oito níveis isobáricos (1000 hPa, 925 hPa, 850 hPa, 700 hPa, 600 hPa, 500 hPa, 400 hPa e 300 hPa) e para o período de 1964 a 2004.

Os dados utilizados neste estudo são dados de reanálise do vento (componentes u e v), da humidade relativa (q), da pressão de uma malha gaussiana de $2,5^\circ$ por $2,5^\circ$. Estes dados estão disponíveis no servidor *Web* do NCEP/NCAR e constituem uma base de dados com quatro saídas diárias.

7.3.1. TRANSPORTE HORIZONTAL DE VAPOR DE ÁGUA

O transporte médio anual de vapor de água aos 1000 hPa é mostrado na figura 7.1.

Na região do hemisfério norte representada nesta figura, o transporte zonal é bastante homogéneo, exceptuando-se uma pequena faixa localizada à latitude intertropical. Os valores mais elevados do transporte zonal foram obtidos sob os oceanos Atlântico e Índico e na costa ocidental africana.

Às latitudes médias, onde está localizada a PI, bem como nas regiões de latitudes mais elevadas, o transporte médio zonal é positivo, ou seja, é de oeste. Sob os Açores, o transporte zonal caracteriza-se por apresentar valores muito elevados e positivos, isto é, o vapor de água é transportado de oeste para leste. Na região intertropical, o transporte médio zonal de vapor de água é negativo, isto é, tem a direcção de leste, e é acompanhado de uma forte convergência na região equatorial. Este facto explica o regime de precipitação verificado nesta região.

O transporte meridional caracteriza-se por apresentar valores relativamente mais baixos (figura 7.1 (b)). Os valores mínimos obtiveram-se numa zona localizada na região intertropical e, na costa ocidental africana. Estes valores negativos indicam que, o transporte zonal tem a direcção

norte-sul. No entanto, na região equatorial compreendida entre 20°W e os 20°E, o transporte médio meridional apresenta valores elevados e positivos. Este facto evidencia um transporte de vapor de água do hemisfério sul para o hemisfério norte que vai alimentar a zona de convergência intertropical.

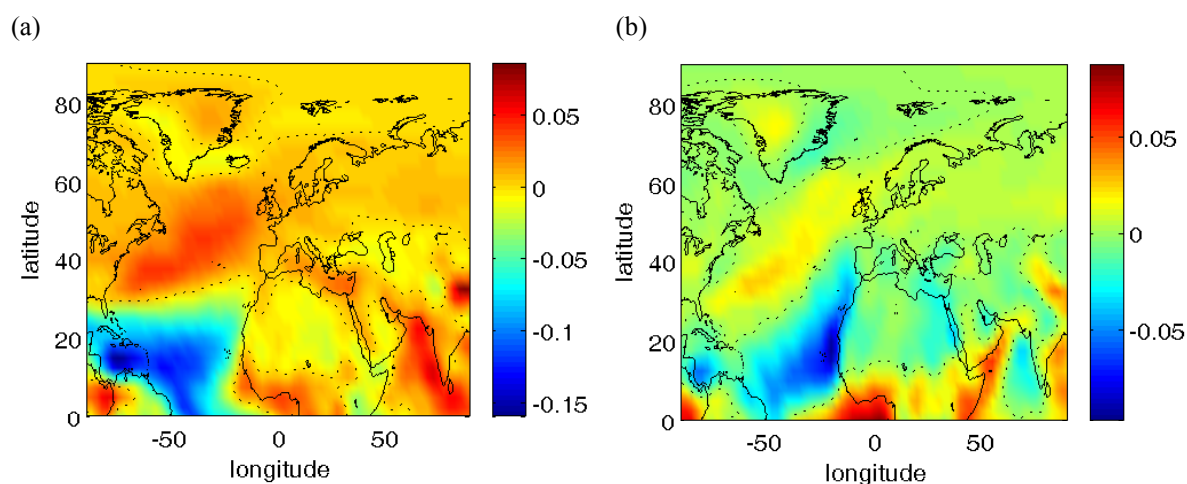


Figura 7.1 – Distribuição do transporte médio anual de vapor de água a 1000 hPa, em kg ms^{-1} : (a) na direcção zonal; (b) na direcção meridional.

Nas proximidades das latitudes de 20°N, o fluxo meridional é nulo. No entanto, nas vizinhanças do equador há um transporte água e, nas restantes latitudes o transporte de vapor de água é dirigido para o pólo Norte. Ou seja, há um transporte de vapor do equador para regiões de maior latitude.

O facto do fluxo meridional ser nulo nas proximidades das latitudes de 20°N, só é explicável se, existir um deficit da precipitação relativamente à evaporação. Isto é, a evaporação excede em muito a precipitação nesta região. Por este motivo, em média, nestas latitudes localizam-se as grandes regiões áridas ou desérticas.

A análise desta figura revela ainda que, na região em estudo (PI e Açores), o transporte médio meridional de vapor de água faz-se predominantemente para norte. Nos Açores, no grupo mais ocidental, o transporte médio meridional é mais intenso do que no grupo mais oriental.

Na região das médias latitudes, o transporte meridional caracteriza-se por apresentar valores positivos. De acordo com Peixoto e Oort (1992) este transporte é acompanhado por perturbações baroclínicas associadas à frente polar, a depressões subpolares e a anticiclones subtropicais.

Em suma, relativamente às latitudes onde se localiza a PI e Açores, o transporte zonal é positivo, ou seja, tem a direcção oeste-leste. O transporte meridional é menos intenso e faz-se de sul para norte.

O transporte médio zonal pelos vários níveis, está representado na figura 7.2. Esta figura revela que, este transporte é mais intenso na baixa atmosfera, com um máximo aos 850 hPa, tornando-se desprezável entre os 500 hPa e os 300 hPa.

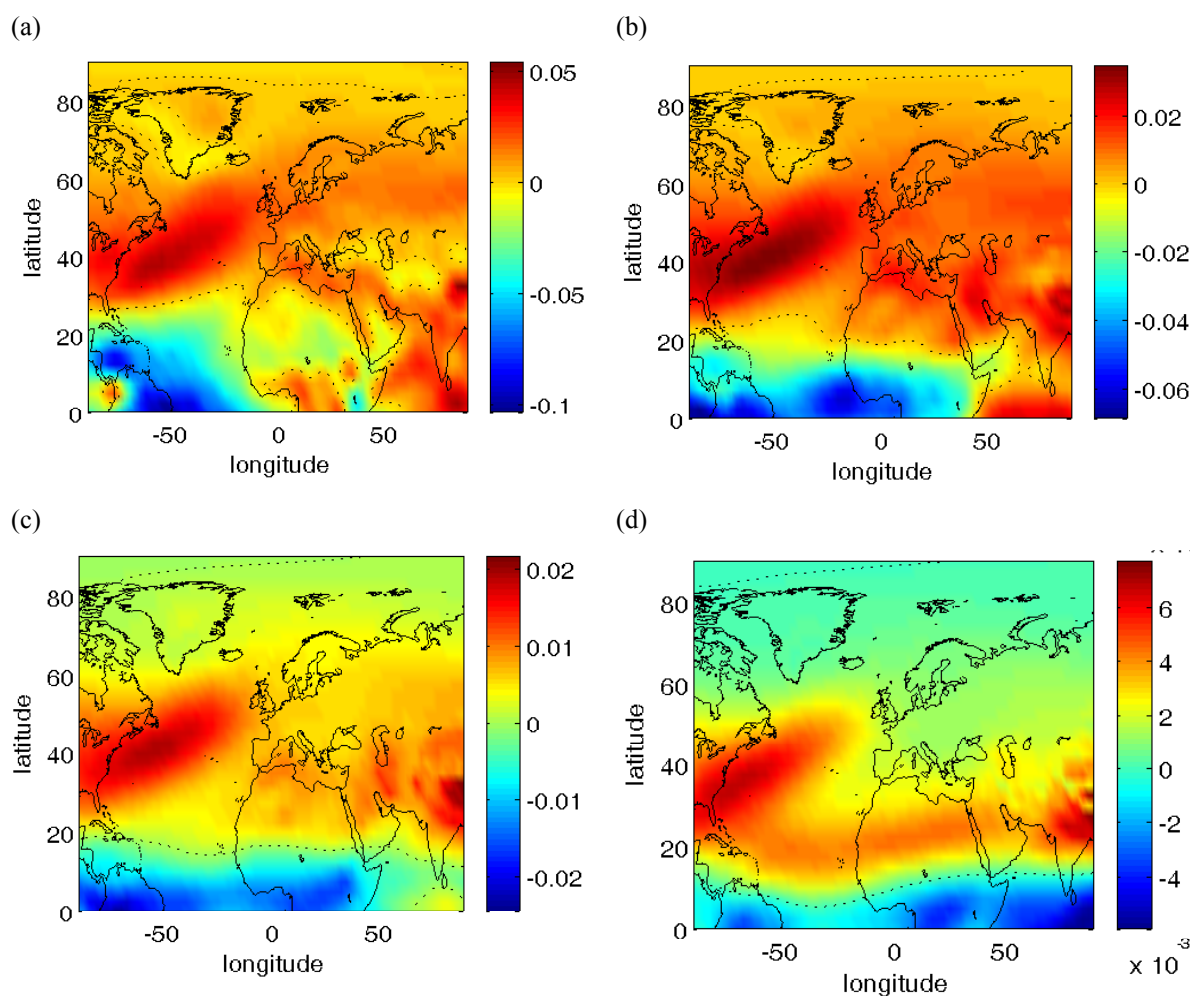


Figura 7.2 – Distribuição do transporte médio zonal de vapor de água a vários níveis, em kg ms^{-1} : (a) 850 hPa; (b) 700 hPa.; (c) 500 hPa; (d) 300 hPa.

Aos diversos níveis mantêm-se as características do transporte zonal aos 1000 hPa. Isto é, o transporte médio zonal é mais intenso sob os oceanos do que nos continentes; os valores mais elevados ocorrem nas latitudes médias, indicando um transporte de oeste; na região intertropical, o

transporte tem a direcção leste. Na PI e Açores, em todos os níveis, o transporte médio zonal de vapor de água é dirigido de oeste para leste, sendo mais intenso sob os Açores.

Uma perspectiva do transporte médio meridional de vapor de água em altitude é mostrada na figura 7.3. A análise desta figura revela que, na região em estudo, há uma inversão no transporte meridional aos 500 hPa. Isto é, o transporte meridional faz-se de sul para norte até aos 700 hPa e, nos níveis de 500 hPa e 300 hPa tem a direcção sul. Verifica-se ainda uma diminuição da intensidade do transporte meridional com a altura.

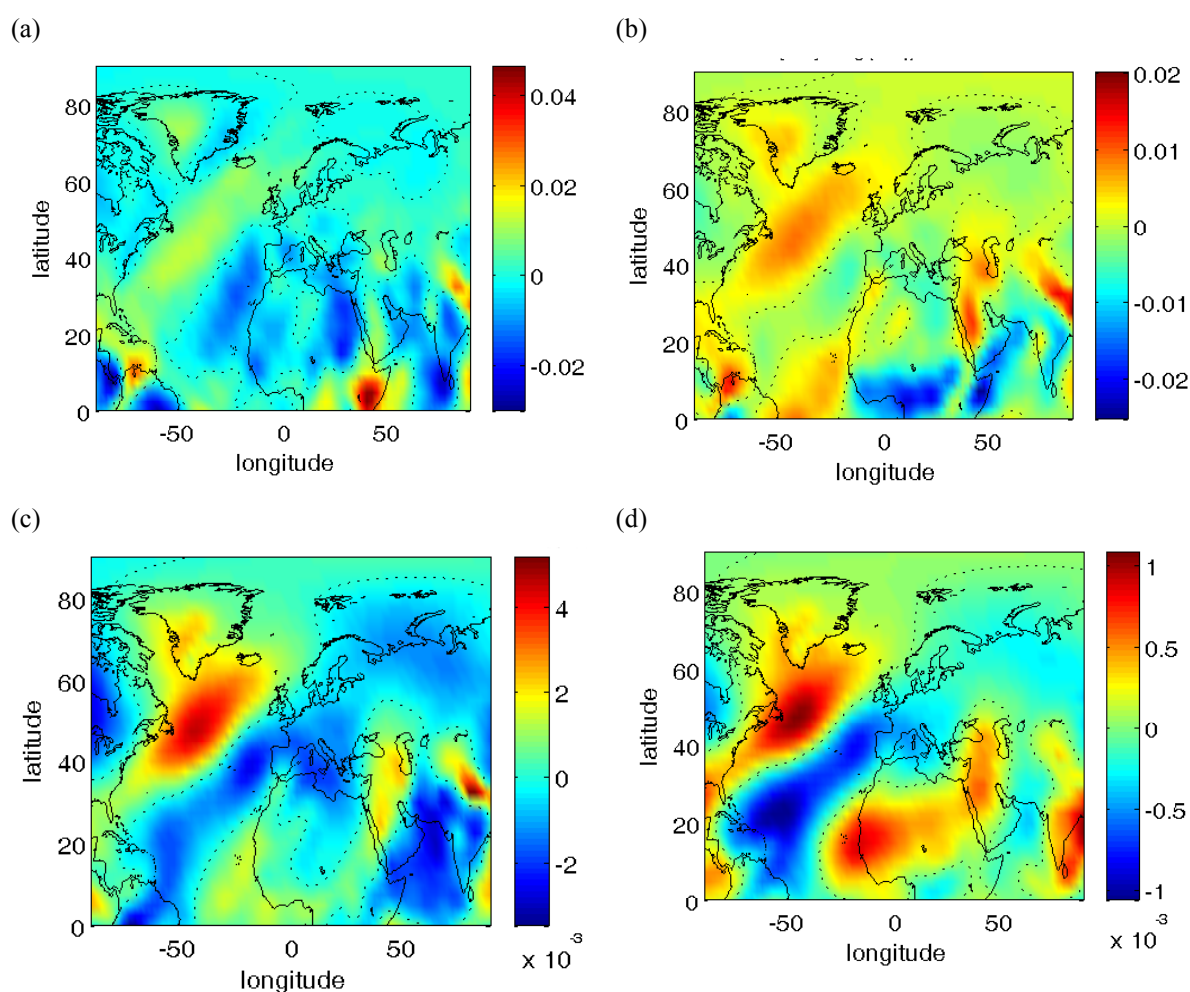


Figura 7.3 – Distribuição do transporte médio meridional de vapor de água a vários níveis, em kg ms^{-1} : (a) 850 hPa; (b) 700 hPa.; (c) 500 hPa; (d) 300 hPa.

A figura 7.4 mostra a estrutura vertical do fluxo médio zonal e do fluxo médio meridional de vapor de água. A análise desta figura revela que, os valores máximos das componentes zonal e meridional do transporte de vapor de água ocorrem junto à superfície.

No caso do transporte zonal, na figura 7.4(a) identificam-se três áreas com comportamentos distintos: nas latitudes médias, o transporte zonal é máximo e tem a direcção de oeste para leste. Na região intertropical, o transporte zonal faz-se de oeste para leste e, na região subpolar verifica-se que o transporte zonal é menos intenso mas tem a mesma direcção.

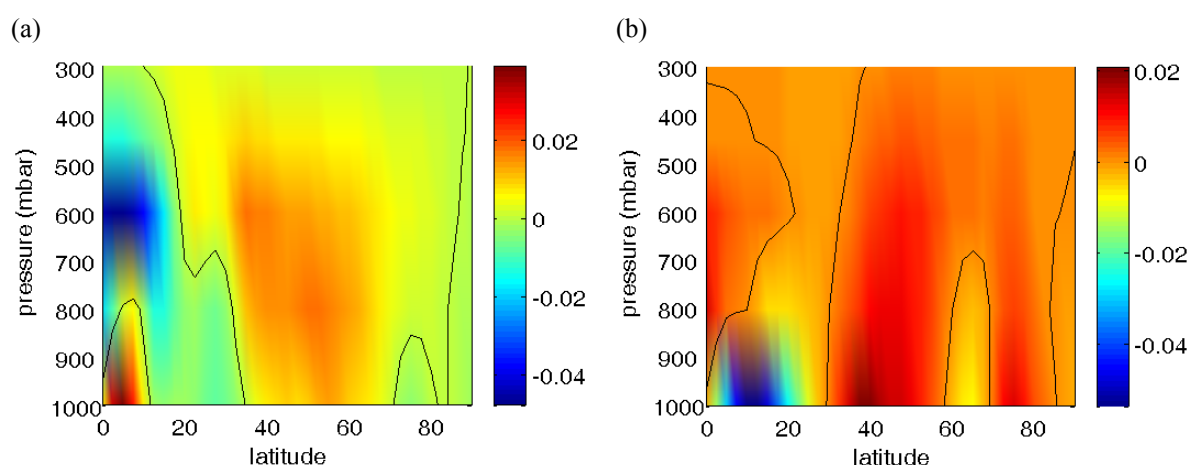


Figura 7.4 – Corte zonal do: (a) transporte zonal de vapor de água; (b) transporte meridional de vapor de água.

Relativamente à estrutura vertical do transporte meridional, a figura 7.4(b) mostra que, em quase todo o hemisfério norte o transporte é dirigido para o pólo norte. Exceptuam-se duas áreas localizadas, respectivamente, na região intertropical (entre os 5° e os 17° N) e entre 60°N e 70° N. Na região intertropical, o transporte meridional é máximo negativo, ou seja, tem a direcção sul, nos níveis inferiores aos 700 hPa. Na segunda região, o transporte meridional é negativo mas menos intenso. O transporte meridional é máximo positivo, na região de latitudes médias, para níveis inferiores aos 900 hPa. Ou seja, este transporte é direccionado para norte.

Neste estudo calculámos ainda o transporte médio horizontal para o inverno. Desta forma, apresentamos na figura 7.5, o transporte médio de vapor de água a 1000 hPa, no inverno.

No inverno, o transporte zonal (figura 7.5(a)) apresenta valores relativamente maiores do que o transporte meridional (figura 7.5(b)). Da análise desta figura é ainda de salientar que, o transporte horizontal é mais intenso nos oceanos do que nos continentes.

O transporte médio zonal de vapor de água, no inverno, na região intertropical, é de leste convergindo na região equatorial. Na região de latitudes médias, onde está localizada a PI e os Açores, o transporte médio zonal é de oeste, bem como nas regiões de latitudes mais elevadas. É ainda de salientar que, este transporte de oeste é mais intenso sob os Açores.

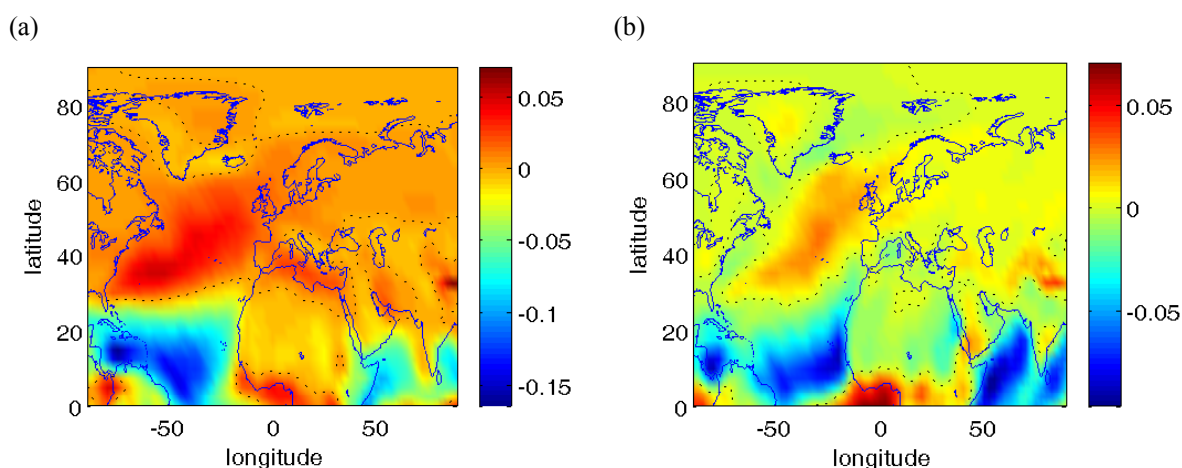


Figura 7.5 – Distribuição do transporte médio de vapor de água a 1000 hPa, em kg ms^{-1} , no inverno: (a) na direcção zonal; (b) na direcção meridional.

Relativamente ao transporte meridional (figura 7.5(b)) é positivo e máximo sobre os Açores, isto é, tem a direcção sul-norte. Na PI, no inverno, o transporte meridional também tem a mesma direcção (S-N).

A distribuição do transporte médio zonal, no inverno, aos níveis 850 hPa, 700 hPa, 500 hPa e 300 hPa, é mostrada na figura 7.6. Tal como para o valor médio anual, o transporte médio zonal de vapor de água, no inverno, é mais intenso na baixa atmosfera diminuindo com a altitude. O máximo verifica-se aos 850 hPa, tornando desprezável para níveis superiores aos 500 hPa.

Esta figura mostra que na região em estudo, aos vários níveis, o transporte médio zonal é direccionado de oeste para leste.

Os resultados obtidos por Ulbrich *et al.* (1999) sugerem que, o factor mais importante para a precipitação em Portugal é a advecção de humidade do quadrante oeste. Segundo Ulbrich *et al.* (1999), os sistemas frontais associados a ciclones são um dos processos mais importantes para a precipitação nesta região da PI. Neste estudo, a influência das perturbações baroclínicas na precipitação de Portugal foi identificada com uma correlação elevada entre a advecção de humidade de oeste e o gradiente de pressão.

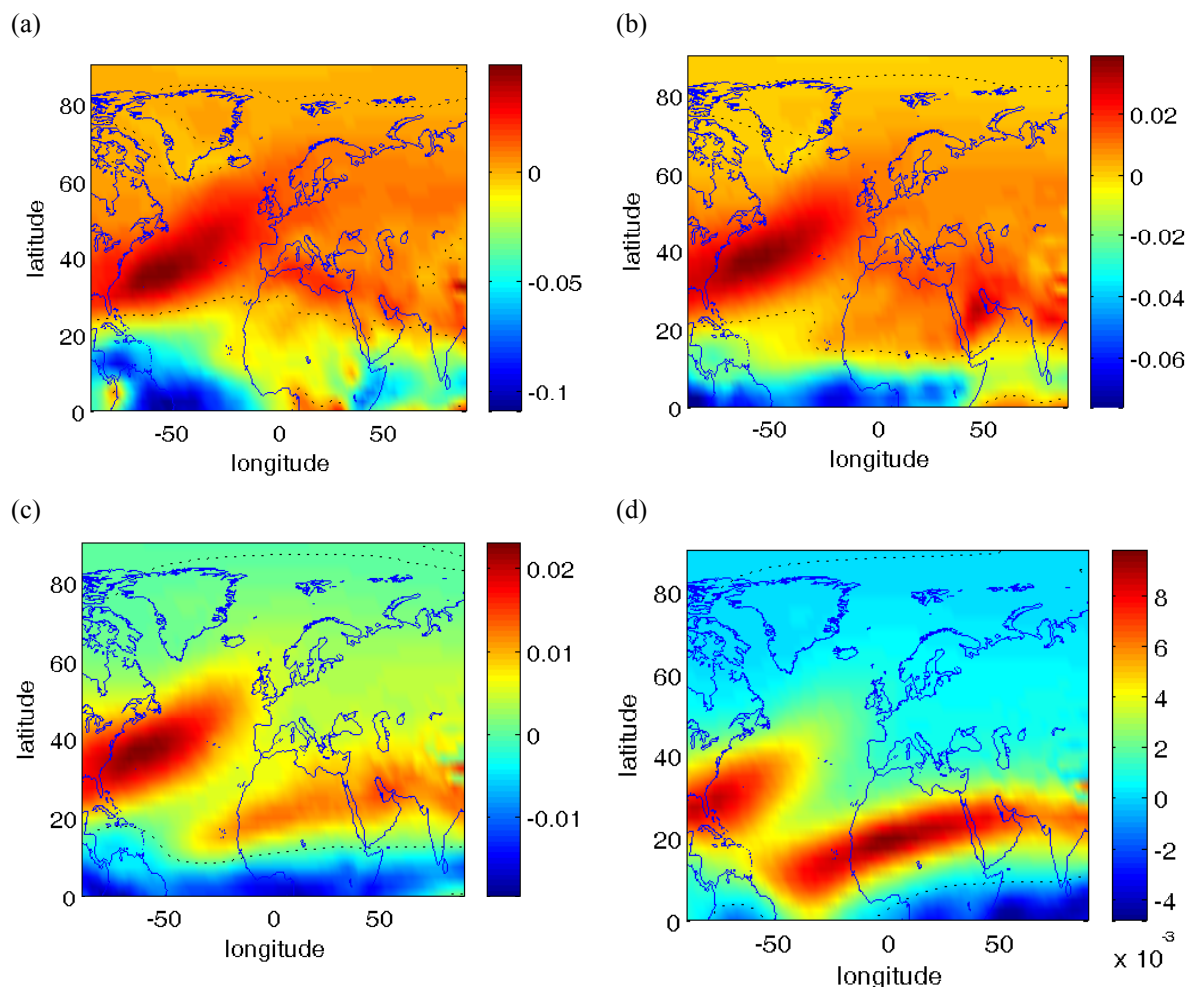


Figura 7.6 – Distribuição do transporte médio zonal de vapor de água a vários níveis, em kg ms^{-1} , no inverno: (a) 850 hPa; (b) 700 hPa; (c) 500 hPa; (d) 300 hPa.

Para o inverno, o transporte médio meridional pelos vários níveis isobáricos é apresentado na figura 7.7.

Relativamente a estes resultados, na região equatorial e intertropical, em todos os níveis, encontramos regiões onde o transporte médio meridional, no inverno, é negativo, ou seja, este transporte para sul. Às latitudes médias, e sob o oceano Atlântico, destaca-se uma região onde o transporte médio meridional de vapor de água é positivo, ou seja, tem a direcção sul-norte.

No arquipélago dos Açores, em todos os níveis exceptuando o de 300 hPa, o transporte o transporte médio meridional, no inverno, é dirigido para o pólo norte. Na PI; este transporte de vapor de água, no inverno é positivo até aos 700 hPa, ou seja tem a direcção sul-norte.

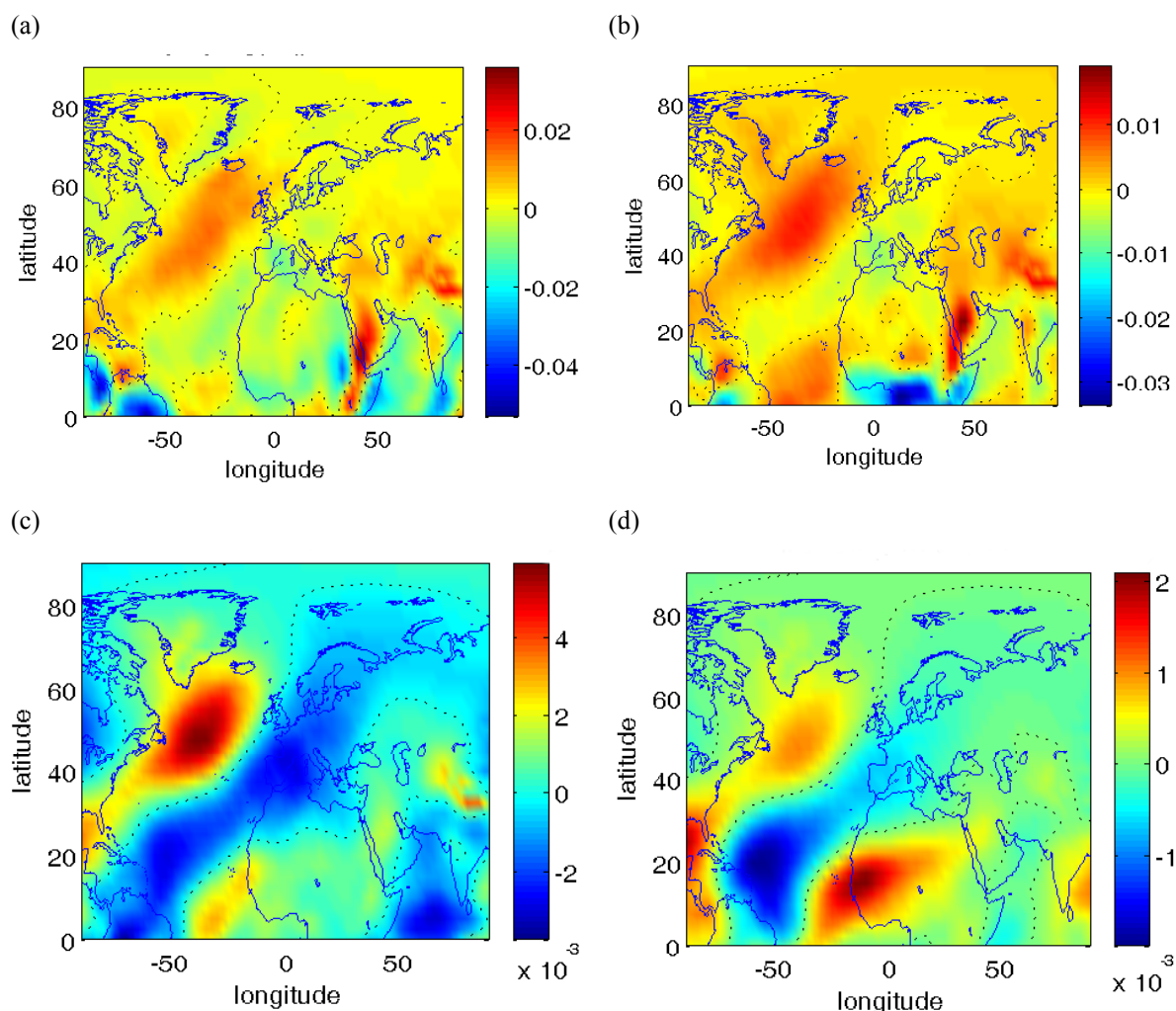


Figura 7.7 – Distribuição do transporte médio meridional de vapor de água a vários níveis, kg ms^{-1} , no inverno: (a) 850 hPa; (b) 700 hPa; (c) 500 hPa; (d) 300 hPa.

No estudo do ramo aéreo de vapor de água, no período analisado (1964-2004), o ano de 1981 revelou-se um ano bastante interessante do ponto de vista hidrológico. Por este motivo, apresentamos ainda as anomalias dos transportes zonal e meridional, referentes ao inverno e ao verão, para o referido ano, calculadas para o nível isobárico de 1000 hPa.

A figura 7.8 mostra que, o transporte horizontal de vapor de água apresenta um comportamento diferente no inverno e no verão. Assim, no inverno de 1981, às latitudes da PI, o transporte zonal é negativo, isto é, este transporte tem a direcção leste-oeste, contrariamente ao valor médio anual. No verão, o transporte zonal é menos intenso mas continua direccionado de leste para oeste.

Relativamente ao transporte meridional, quer no inverno quer no verão, este transporte de vapor de água, contrariamente à média, tem a direcção sul, na PI.

Na região onde se localiza o arquipélago dos Açores, o transporte zonal, no inverno e verão, é negativo, isto é, tem a direcção leste-oeste. Nesta zona, o transporte meridional, no inverno e no verão é negativo, ou seja, é de norte.

Relativamente ao transporte meridional, no sul da PI, apresenta valores negativos no inverno e verão, contrariamente ao comportamento na restante região em estudo.

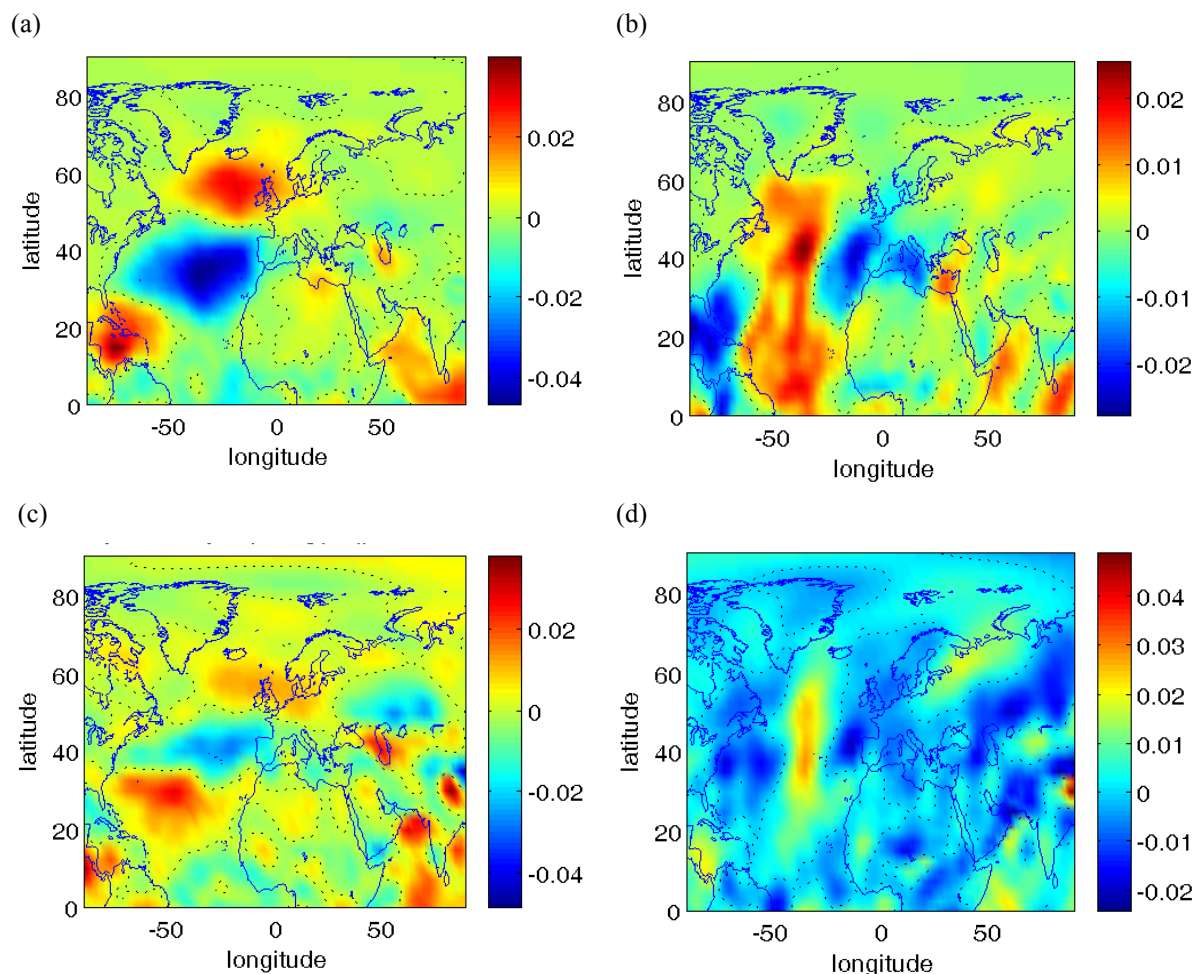


Figura 7.8 – Ano 1981. Anomalia do transporte, aos 1000 hPa: (a) zonal de vapor de água de inverno; (b) meridional de inverno (c) zonal de vapor de água de verão; (d) meridional de verão.

Este comportamento, diferente relativamente à média, do transporte de vapor de água sugere que, o ano de 1981 foi distinto dos restantes anos do período estudado. Isto é, o inverno de 1981 deverá ser claramente seco, uma vez que o transporte zonal é dirigido para leste e, o transporte meridional tem a direcção norte-sul em toda a PI, excepto no sul. Relativamente ao verão, o transporte zonal é negativo, ou seja, o vapor de água é transportado de leste para oeste e, o

transporte meridional é positivo no sul peninsular. Por este motivo, esta estação revelar-se-á húmida.

7.3.2. ANÁLISE DO CAMPO DA DIVERGÊNCIA DE VAPOR DE ÁGUA

Na região em estudo e sua vizinhança identificamos zonas de convergência positiva ou negativa que se mantêm durante período estudado (1964-2004). Observamos que apenas varia a extensão da área e a intensidade da convergência do fluxo de vapor de água.

De uma forma geral, as características da convergência de fluxo de vapor de água não variam consideravelmente no período de tempo analisado.

A análise da distribuição do campo da convergência permitiu-nos identificar centros característicos na região em estudo. Assim, no Atlântico e no Mediterrâneo localizam-se dois centros de convergência negativa, ou seja, estas regiões constituem regiões fonte de vapor de água onde se verifica o predomínio da evaporação sobre a precipitação. O facto da convergência ser negativa em zonas situadas no Atlântico e Mediterrâneo é fácil de justificar já que há um manancial de água disponível e a evaporação está continuamente a dar-se.

A região fonte localizada no Atlântico situa-se na zona subtropical dominada pelas circulações associadas ao anticiclone dos Açores. Estas circulações são caracterizadas por uma forte subsidência associada à divergência. Este facto tem como consequências valores de humidade relativa muito baixos e forte estabilidade da atmosfera, que conduz a nebulosidade muito fraca confinada a uma camada muito pouco espessa da atmosfera, facilitando, assim, a evaporação.

Na Figura 7.9 apresentamos o campo médio da convergência horizontal do fluxo de vapor de água para o período 1964-2003, na PI.

A análise desta figura permitiu-nos identificar e analisar as características mais importantes do campo da divergência do fluxo de vapor de água na PI. Assim, na região sul e sudeste mediterrânica identificámos um centro de convergência negativa onde se verifica que, em média, nesta região evaporação excede a precipitação. No norte, na costa norte ocidental portuguesa e no nordeste da península localizam-se centros de convergência positiva, ou seja, estas regiões constituem regiões sumidouro de vapor de água pois, em média, a precipitação excede a evaporação.

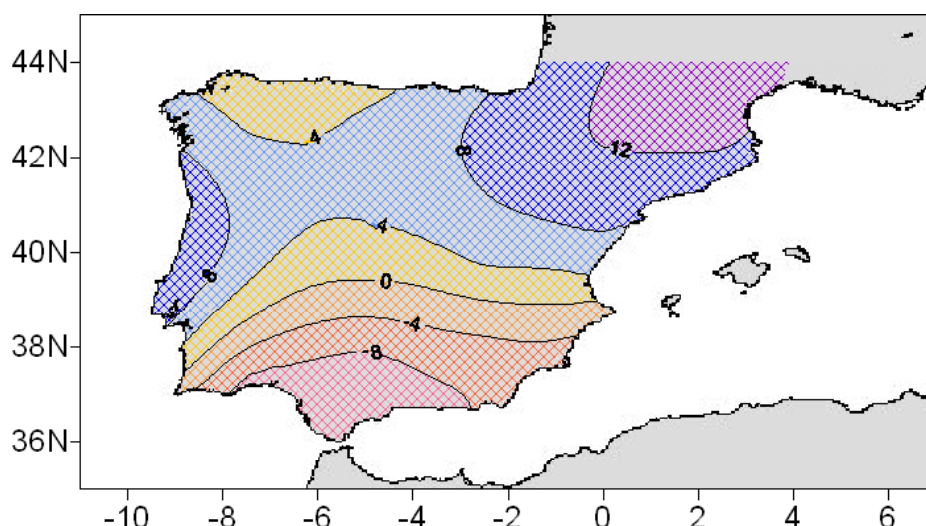


Figura 7.9 – Distribuição do campo médio da convergência horizontal do fluxo de vapor de água à superfície

Apresentamos na figura 7.10 três situações (anos de 1968, 1981 e 1998) características da divergência do fluxo anual de vapor de água à superfície que identificámos no período de tempo estudado.

No período de tempo estudado foram escolhidos os anos de 1968 e 1998 uma vez que exemplificam o comportamento médio do campo da divergência. Isto é, constituem exemplos, no período estudado, da localização dos centros de divergência negativa e positiva no nordeste e sul peninsular, respectivamente. O ano de 1981 foi a melhor opção para mostrar a intensidade e extensão do campo da divergência, neste caso negativo, na PI. Analisemos os aspectos mais relevantes do campo da divergência do vapor de água na PI, nos anos escolhidos.

As figuras 7.10(a), 7.10(b) e 7.10(c) têm em comum as zonas de convergência negativa localizadas no Atlântico e no Mediterrâneo para os anos de 1968, 1981 e 1998, respectivamente.

Relativamente ao ano de 1968 verificamos que se localiza, no interior da PI, uma zona de convergência positiva relativamente intensa, isto é, trata-se de uma região em que a precipitação é superior à evaporação, ou seja, é uma zona sumidouro de vapor de água. Esta região é o cerne de outra mais extensa mas de menor intensidade. Esta segunda região situa-se no norte e no centro da PI. A restante área peninsular é caracterizada por valores negativos de convergência, ou seja, é uma região fonte de vapor de água onde a evaporação predomina relativamente à precipitação. A distribuição da convergência do fluxo de vapor de água no ano de 1968 é muito idêntica ao campo médio desta grandeza, na PI.

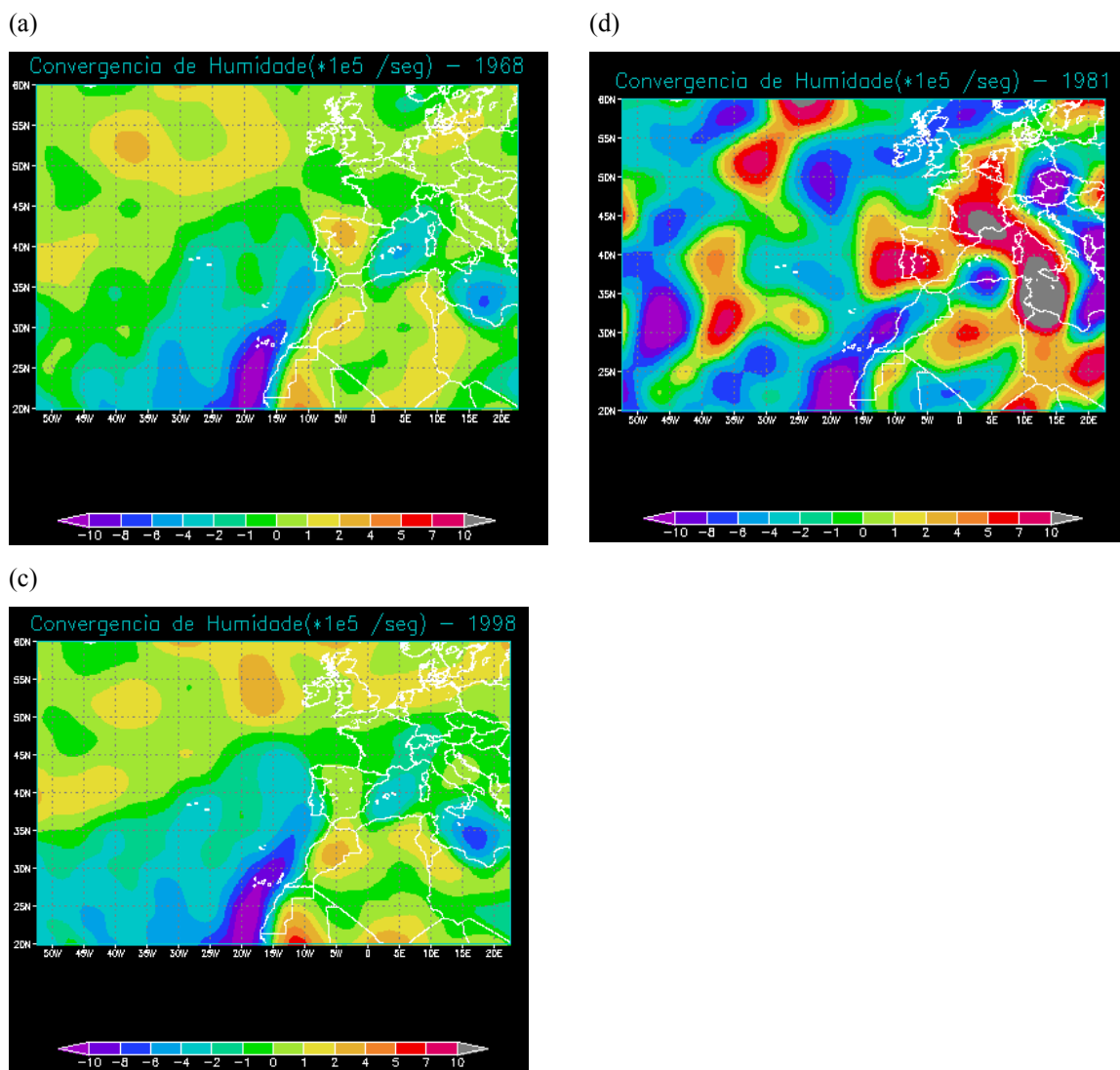


Figura 7.10 – Distribuição da convergência horizontal do fluxo de vapor de água à superfície: (a) 1968; (b) 1981; (c) 1998.

O ano de 1981 constituiu um ano único no período estudado: em toda a PI, a convergência de vapor de água é positiva e muito elevada. Esta convergência é mais intensa no centro e no sul de Portugal e menos intensa na costa norte da península. Estes resultados mostram que o ano de 1981, em toda a península, nomeadamente centro e sul de Portugal, se caracterizou por um défice de evaporação relativamente à precipitação. Verifica-se ainda que, nas regiões de convergência negativa localizadas sobre o Atlântico e Mediterrâneo se registaram valores muito elevados desta grandeza.

No que diz respeito ao ano de 1998, na faixa ocidental e na costa sul mediterrânica da PI, a convergência é negativa, isto é, nestas regiões predominou a evaporação relativamente à

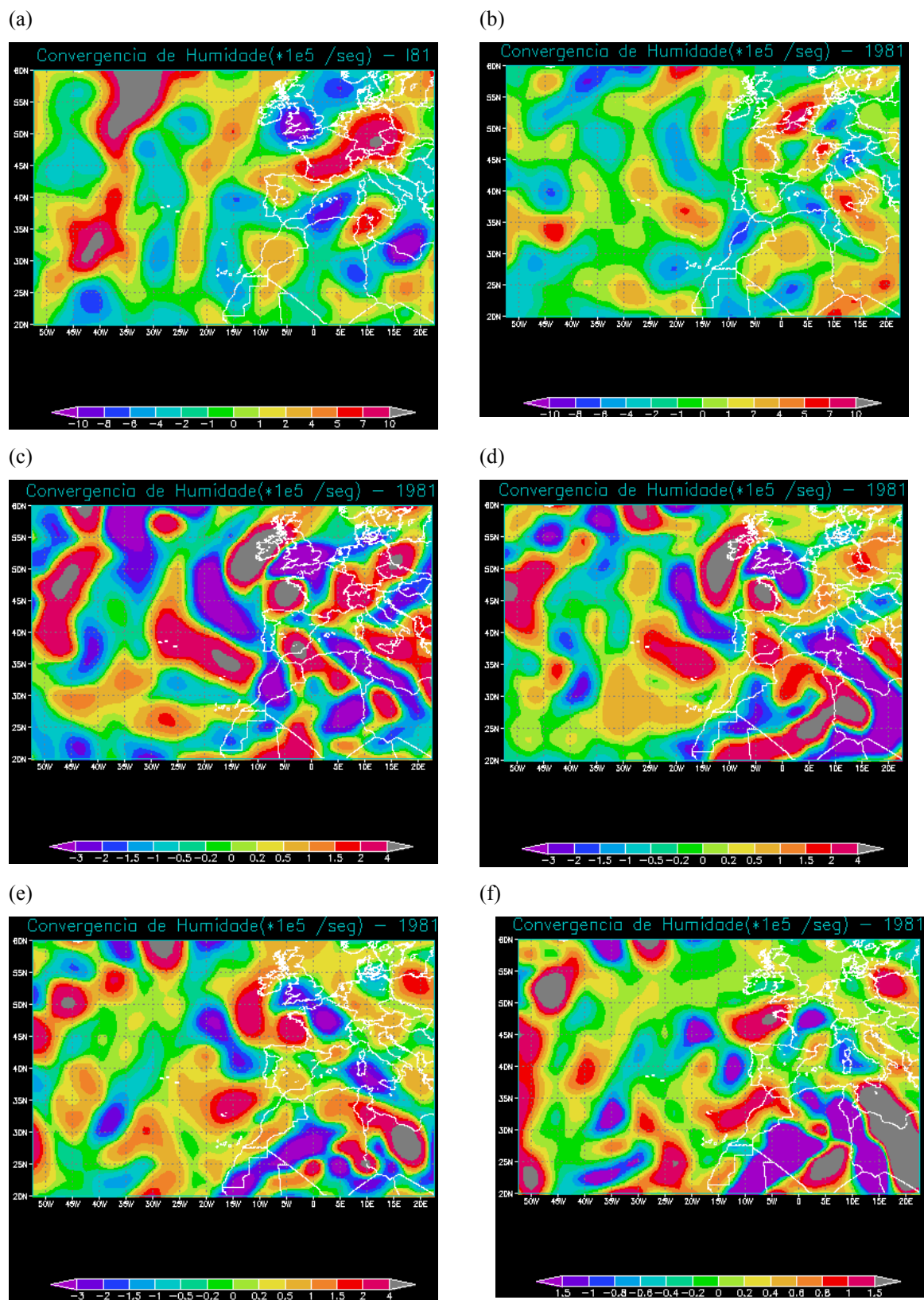


Figura 7.11 – Distribuição da convergência horizontal do fluxo de vapor de água a vários níveis: (a) 1000hPa; (b) 925 hPa; (c) 850 hPa; (d) 700hPa; (e) 600 hPa; (f) 500 hPa.

precipitação. Anteriormente verificou-se com a análise da variabilidade temporal que, o ano de 1998 registou uma quantidade de precipitação menor do que a média tomada no período estudado. Numa vasta região que corta a PI de norte a sul, a convergência é positiva. De outra forma, nesta zona e durante o ano de 1998 verificou-se um défice de evaporação relativamente à precipitação.

Salientamos novamente que, o ano de 1981 foi excepcional, no período estudado, pela magnitude e extensão do centro de divergência negativo, localizado na PI. Por este motivo apresentamos na figura 7.11 uma sequência das situações ocorridas a diversos níveis neste ano de 1981. Esta figura mostra o campo da divergência de vapor de água nos vários níveis isobáricos

À superfície (figura 7.10(b)), a convergência do fluxo de vapor de água na PI foi positiva e tomou valores máximos no centro e sul de Portugal, na região da Extremadura e em sectores das regiões de Castilla-Léon e Castilla-la-Mancha. Os valores mínimos registaram-se na costa norte da PI (Astúrias e Cantábria) e na costa mediterrânica (região de Valência).

Ao nível de 1000 hPa (figura 7.11(a)), observa-se que a PI está dividida em aproximadamente duas metades. A metade norte é caracterizada por valores de convergência positivos e na metade sul por valores negativos. De um ponto de vista mais minucioso, nas regiões sul (sul de Portugal e Andaluzia) e sudeste (regiões de Múrcia, Valenciana) peninsular, a convergência do fluxo de vapor de água é negativa e é máxima.

A 925 hPa, a figura 7.11(b) mostra que, a divergência de fluxo de vapor de água é positiva sobre as regiões de Valência, Catalunha, Aragão e Cantábria. Os valores negativos registaram-se no sul de Portugal e na Galiza.

No nível seguinte (850 hPa, figura 7.11 (c)), no sudeste mediterrânico, a convergência do fluxo de vapor de água é positiva e máxima. Esta região estende-se para noroeste mantendo-se ao simétrico da divergência positiva mas diminuindo de intensidade. Sobre as Astúrias localiza-se outra região de convergência positiva que vai diminuindo de intensidade na direcção sul. Em Portugal, a convergência é negativa e é máxima no sul. A este nível verifica-se já uma diminuição da divergência de vapor de água.

Ao nível de 700 hPa, na região sudeste da PI e na Cantábria, a convergência é positiva e é negativa na Catalunha e em Portugal atingindo um máximo na região de Lisboa.

A convergência do fluxo de vapor de água é ainda positiva na região sudeste da PI e sul de Portugal e negativa no norte de Portugal e Catalunha ao nível de 600 hPa (figura 7.11(e)).

A figura 7.11(f) mostra o campo da divergência no nível de 500 hPa. Observa-se que, a convergência é positiva e máxima na região do estreito de Gibraltar, diminuindo para norte. Esta função é ainda positiva na região das Astúrias e negativa na região de Navarra, Múrcia e costa norte ocidental portuguesa.

Relativamente às situações mostradas na figura 7.11 verifica-se que, a convergência do fluxo de vapor de água é mais intenso na baixa atmosfera (níveis de 1000 hPa e 925 hPa), diminuindo com a altitude. Aos 600 hPa, a convergência do fluxo de vapor de água é pequeno, podendo mesmo ser desprezado. Observa-se ainda que, as regiões onde a convergência é positiva (ou negativa) não são as mesmas nos diversos níveis isobáricos.

No período estudado, o ano de 1981 foi diferente pelo que apresentamos ainda o campo da convergência para o inverno e para o verão (figura 7.12).

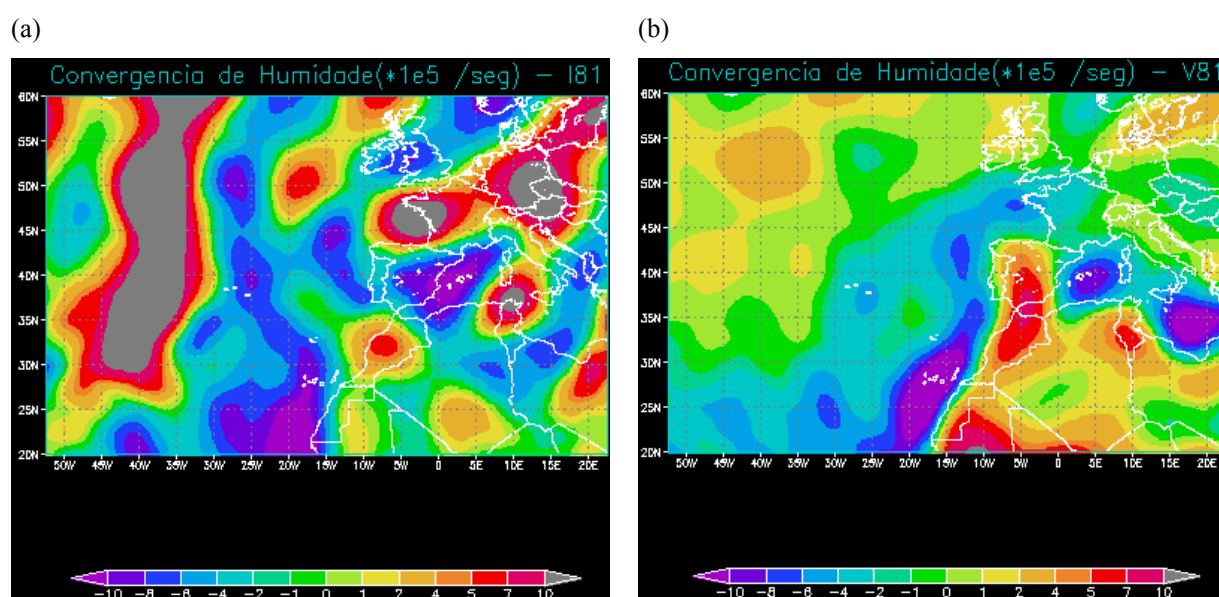


Figura 7.12 – Distribuição da convergência horizontal do fluxo de vapor de água para 1981: (a) inverno; (b) verão.

Relativamente ao inverno de 1981, na costa leste e sudeste da PI localiza-se um extenso e intenso centro de convergência negativo. Ou seja, nesta região, durante ao inverno de 1981, a evaporação foi superior à precipitação. Em Portugal e em particular no sul, no inverno a precipitação foi inferior à evaporação. Na região da Cantábria verificou-se o oposto, isto é, a convergência é positiva, logo houve um excesso de precipitação relativamente à evaporação.

Durante o verão, em quase toda a PI, a convergência é positiva, ou seja, a precipitação foi maior que a evaporação. A convergência é máxima e positiva na Andaluzia significando que, o verão de 1981 foi particularmente chuvoso. A costa sul atlântica e a Galiza são as únicas regiões onde a convergência é negativa no período estival. Nestas áreas, na época estival, a evaporação foi superior à precipitação.

Anteriormente mostramos que, na PI, a convergência foi positiva no ano de 1981. Isto é, a precipitação anual foi superior à evaporação anual.

Verificamos também que, a convergência do fluxo de vapor de água foi negativa no inverno, ou seja, o inverno foi seco. No entanto, durante o verão, a convergência foi positiva o que significa que, a precipitação na época estival foi superior à evaporação. De outra forma, o ano de 1981 foi um ano em que a precipitação ocorreu durante o verão.

A convergência do fluxo de vapor de água tem uma importância decisiva para o estabelecimento do balanço hídrico. Por este motivo, mostramos, na figura 7.13, o perfil da convergência média do transporte de vapor de água ao longo de vários meridianos (10° W, 7,5° W e 5° W).

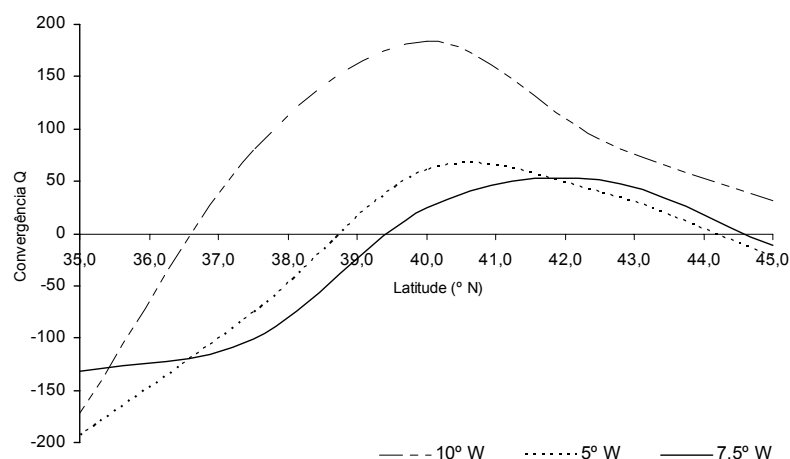


Figura 7.13 – Perfil da convergência média horizontal do fluxo de vapor de água

Os resultados obtidos ilustram algumas das características da convergência média do fluxo de vapor de água. Os valores mais elevados ocorrem nas vizinhanças das latitudes de 39°N e 40°N, enquanto que, os valores mais baixos ocorrem nas vizinhanças das latitudes de 35° N e 37° N. Verifica-se ainda que, para o meridiano de 10°W, a convergência de vapor de água torna-se positiva entre os 36°N e os 37°N. Para o meridiano de 7,5°W, esta grandeza torna-se positiva entre os 39°N e os 40°N, enquanto que, para o meridiano de 5°W, a convergência de vapor de água é positiva entre os 38°N e os 39°N.

7.3.3. ANÁLISE DE VARIABILIDADE DO CAMPO DA DIVERGÊNCIA DE VAPOR DE ÁGUA

A figura 7.14 mostra os padrões obtidos para a correlação heterogênea entre o fluxo de vapor de água e os índices EA, SCAND e WP.

Estes resultados são consistentes com as estruturas espaciais obtidas para o coeficiente de correlação entre a precipitação índices teleconectivos e, a evaporação e os índices teleconectivos, cujos resultados foram apresentados no capítulo 5.

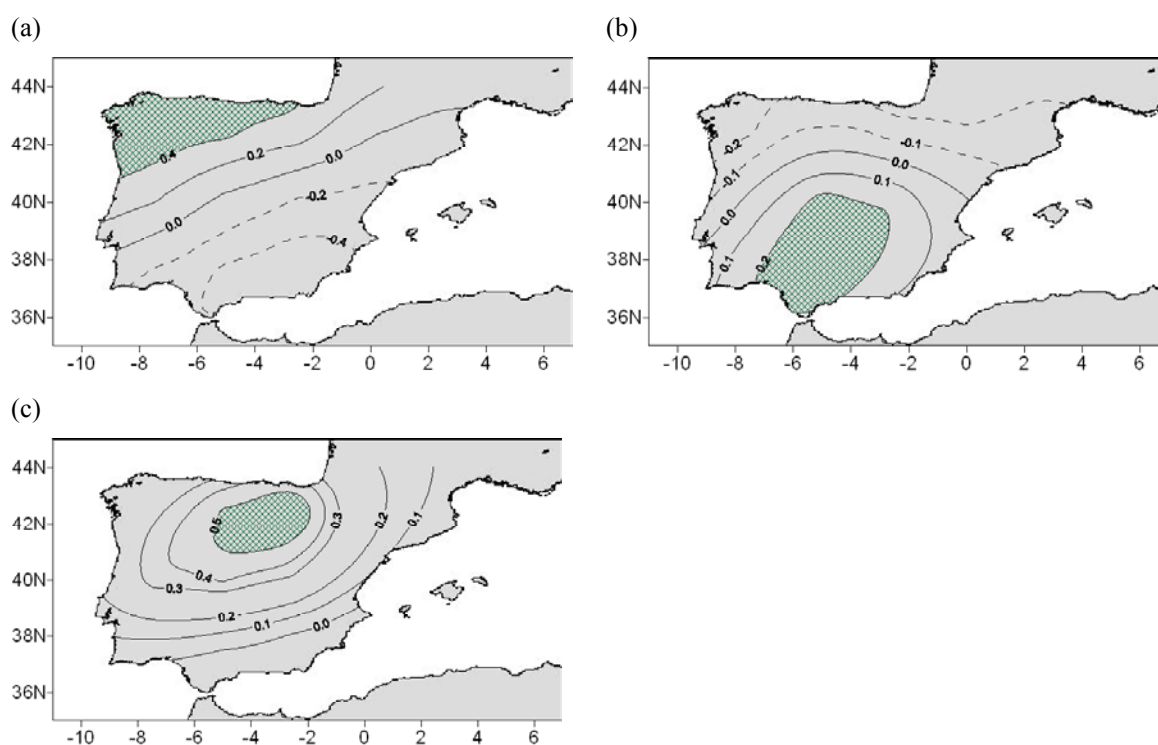


Figura 7.14 – Correlação heterogênea entre divergência horizontal do fluxo de vapor de água e os índices: (a) EA; (b) SCAND; (c) WP.

Os resultados já apresentados demonstram que a relação entre a variabilidade do fluxo de vapor de água e as variabilidades da precipitação e da evaporação é evidente.

Numa primeira aproximação podemos apontar como causas físicas da variabilidade do fluxo de vapor de água, os índices teleconectivos associados às variabilidades da precipitação e evaporação.

No entanto, o fluxo de vapor de água é influenciado por campos como o vento e a humidade e, por este motivo, o estudo da sua variabilidade passa também pela identificação dos mecanismos responsáveis pela variabilidade destes campos.

7.4. APLICAÇÃO DO MÉTODO DA DIVERGÊNCIA DO FLUXO DE VAPOR DE ÁGUA PARA O CÁLCULO DA EVAPORAÇÃO

Na aplicação do método da divergência do fluxo de vapor de água, para determinar os valores médios da evaporação na PI, utilizaram-se os dados de reanálise da precipitação e os dados do campo da divergência.

A distribuição espacial da evaporação estimada por este método e da evaporação observada é mostrada na Figura 7.15.

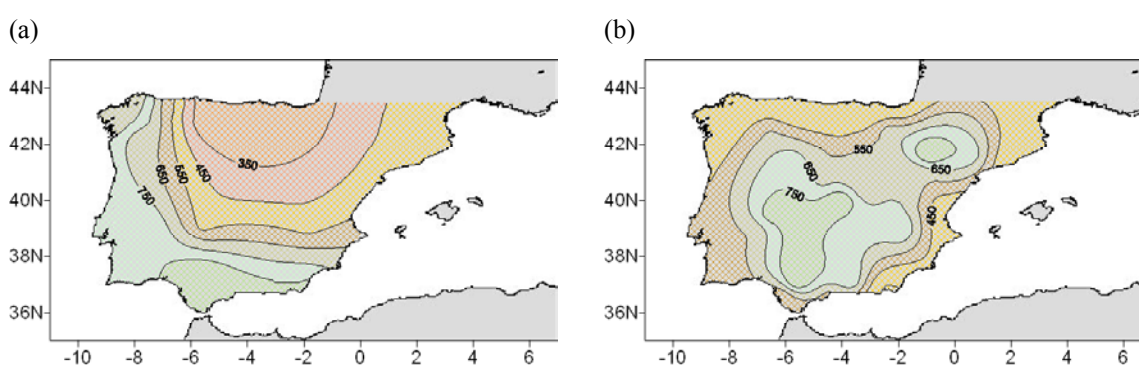


Figura 7.15 – Distribuição da evaporação acumulada no verão (mm): (a) estimada pelo método do fluxo; (b) observada.

A evaporação estimada pelo método da divergência do fluxo mostra uma concordância aceitável com a evaporação observada. Nesta figura observa-se que, a evaporação diminui de sul para norte, registando-se os valores mais elevados no sul e os menores no norte (Cantábria, País Basco e Navarra). Na região sul, a evaporação estimada é muito idêntica à evaporação observada. No entanto, na zona norte da PI, os valores estimados são inferiores aos observados.

Com o método da divergência do fluxo, a isolinha de 750 mm estende-se para norte e verifica-se que, no norte de Portugal e na Galiza, a evaporação é muito elevada. Contrariamente,

nestas regiões registam-se os menores valores de evaporação na distribuição espacial obtida com os dados observados. Esta discordância nos resultados pode dever-se à dimensão da malha dos dados de reanálise.

Para a obtenção de melhores resultados, e segundo Giorgi *et al.* (1994) e Berbery e Rasmusson (1999), é necessário utilizar integrações em modelos regionais de alta resolução para obtermos uma interpolação espacial das variáveis relevantes para o ciclo hidrológico consistentes com as leis da Física.

No entanto, os resultados obtidos com este método, baseado em princípios físicos, dão-nos uma boa aproximação do campo médio da evaporação na PI. O método da divergência estimar a evaporação em toda a PI, mesmo em regiões onde o método semi-empírico de Thornthwaite falhou. É de salientar que, os resultados obtidos com o método de Thornthwaite não são satisfatórios para a região da Cantábria e para a região de Múrcia e Valência. Desta forma, o método da divergência é uma boa alternativa aos métodos semi-empíricos, permitindo, também, verificar a validade das expressões até agora estabelecidas para o cálculo da evaporação.

7.5. CONCLUSÕES

Os resultados obtidos para o transporte horizontal de vapor de água sugerem que, às latitudes onde se localiza a PI, em média, o transporte zonal faz-se de oeste para leste e o transporte zonal faz-se em direcção ao pólo Norte. Estes primeiros resultados indiciam que a região em estudo constitui uma zona onde se verifica uma forte convergência de vapor de água, isto é, há um défice da evaporação relativamente à precipitação.

O estudo do campo da divergência do fluxo de vapor de água permitiu a identificação de zonas fontes e zonas sumidouro na região em estudo. A análise da variabilidade deste campo confirmou que, os mecanismos responsáveis pela variabilidade são os mesmos da precipitação e da evaporação.

Apesar dos dados de reanálise utilizados para o cálculo do fluxo de vapor de água terem uma escala espacial relativamente elevada ($2,5^\circ \times 2,5^\circ$), os dados estimados para a evaporação com o método do fluxo de vapor de água são uma estimativa razoável da evaporação. A utilização desta

metodologia como alternativa aos métodos semi-empíricos, como o de Thornthwaite, é uma boa opção para o cálculo da evaporação.

Antes de terminar esta discussão é apropriado mencionar duas limitações subjacentes aos resultados apresentados neste capítulo.

Primeiro, é necessário sublinhar que, a rede de dados observados da evaporação é claramente insuficiente. Por isso, sugere-se a utilização de modelos regionais de alta resolução para se obter uma interpolação espacial das variáveis relevantes para o ciclo hidrológico. Só assim será possível o estudo minucioso e exaustivo do ciclo hidrológico.

Segundo, os resultados apresentados são os primeiros sobre este tema e, naturalmente a investigação deverá continuar com o estudo do transporte verticalmente integrado de vapor de água e, a análise da variabilidade de outros campos, como por exemplo, os campos do vento e da humidade.

8 – ANÁLISE DA PRECIPITAÇÃO NOS AÇORES

SUMÁRIO – Neste capítulo fez-se uma análise clássica de três séries de precipitação nos Açores (as séries representam os três grupos de ilhas) e com o método da FFT obtivemos as oscilações associadas à variabilidade da precipitação anual. Estudou-se a correlação entre a precipitação e os índices teleconectivos. A estrutura dos dados diários da precipitação foi analisada por aplicação de um modelo de cadeias de Markov de primeira ordem.

8.1. CARACTERÍSTICAS GERAIS DA PRECIPITAÇÃO

A análise da precipitação no arquipélago dos Açores foi feita com três séries de valores diários. Estas séries, Flores, Terceira e Santa Maria, foram obtidas em estações localizadas nas ilhas representativas dos três grupos (ocidental, central e oriental) que constituem o arquipélago. O estudo foi feito para o período 1970-2004. Nas Figuras 8.1 e 8.2 e na Tabela VIII.1 mostramos as características mais relevantes dos dados da precipitação.

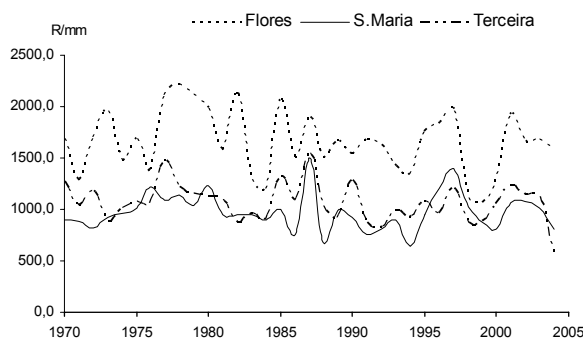


Figura 8.1 – *Precipitação nos Açores, no período 1970-2004.*

Os dados mostram que, a estação do grupo ocidental (representada pela estação das Flores) é a que recebe uma maior quantidade de precipitação relativamente às estações dos grupos central (Terceira) e oriental (Santa Maria), onde se regista uma menor quantidade de precipitação. As estações de Santa Maria e Terceira recolhem uma quantidade de precipitação equivalente entre si. Em média, a precipitação anual nas Flores é de 1655 mm, enquanto que, a precipitação anual na ilha da Terceira é de 975 mm ano⁻¹ e, na ilha de Santa Maria é de 1064 mm ano⁻¹.

As três séries têm em comum máximos de precipitação nos anos 1987, 1997 e 2001. Na série das Flores observam-se ainda outros máximos registados em 1978, 1982 e 1985. O máximo absoluto na ilha da Terceira registou-se em 1977. É ainda de salientar, que nas três séries há um mínimo no ano de 1981.

Anteriormente, os resultados obtidos para o transporte horizontal de vapor de água, neste ano, indiciam um comportamento distinto da média. Isto é, nos Açores, o transporte zonal de vapor de água é de leste para oeste (no inverno e no verão) e o transporte meridional é de norte para sul (no inverno e no verão), o que revela um ano menos húmido do que a média.

Na Figura 8.2 mostramos a distribuição percentual da precipitação pelas estações astronómicas. Como em qualquer clima temperado marítimo, nas três ilhas, a precipitação está distribuída pelas quatro estações astronómicas, com uma menor incidência nos meses de verão.

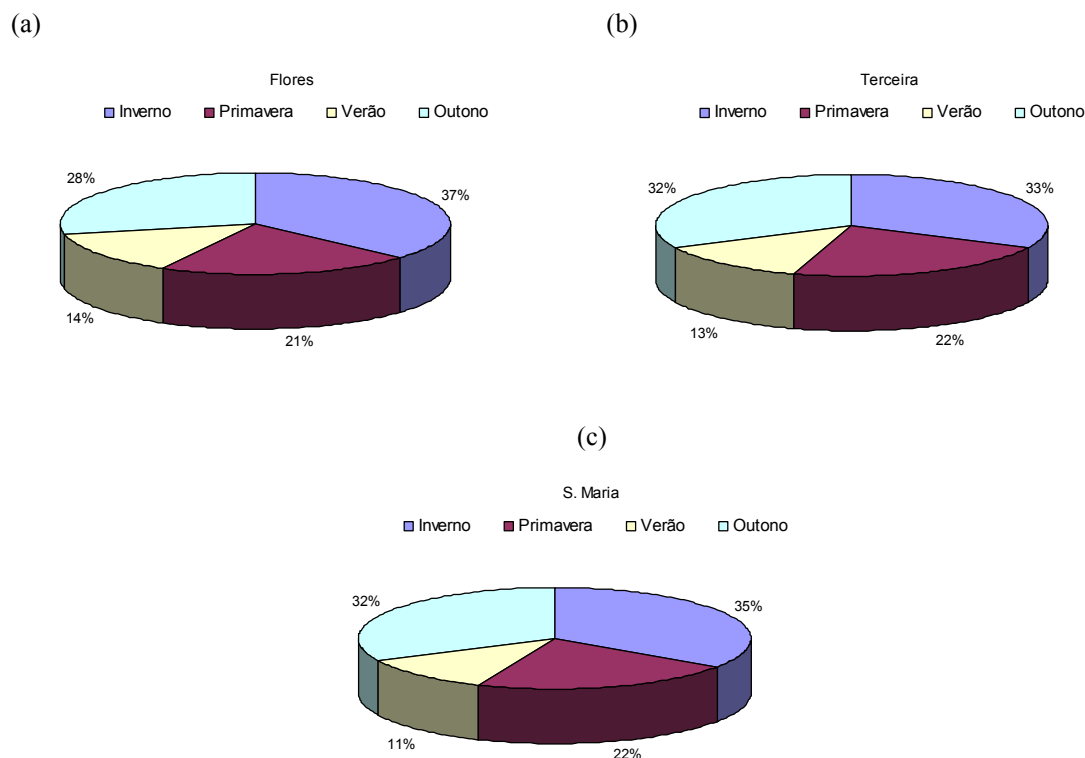


Figura 8.2 – Percentagem sazonal de precipitação nos Açores, no período 1970-2004: (a) Flores; (b) Terceira; (c) Santa Maria.

Verifica-se ainda que a precipitação diminui nos meses de verão e aumenta nos meses de outono nas séries representativas do grupo central e oriental.

Relativamente aos parâmetros estatísticos clássicos verificamos que, a série da Terceira é assimétrica ($\gamma_1=1,248$) e as restantes séries são normais. O coeficiente de achatamento, para as três séries, está compreendido entre os valores normais.

Tabela VIII.1 – *Parâmetros estatísticos das séries de precipitação anual acumulada. MED, precipitação média anual acumulada em mm.*

	Precipitação			
	MED	DP	γ_1	γ_2
Flores	1655,0	307,4	-0,025	-0,760
Terceira	975,0	182,6	0,825	1,248
Santa Maria	1063,8	193,3	0,127	1,189

DP, desvio padrão; γ_1 , coeficiente de assimetria; γ_2 coeficiente de achatamento.

8.1.1. ANÁLISE DA HOMOGENEIDADE DAS SÉRIES

A aplicação do teste de Wald-Wolfowitz e do teste de Mann permitiu averiguar acerca da homogeneidade das séries. Os resultados encontram-se na Tabela VIII.2.

Tabela VIII.2 – Valores dos parâmetros estatísticos resultantes do ensaio de Wald-Wolfowitz e de Mann para as séries anuais da precipitação.

	Precipitação	
	$u(r)$	$u(t)$
Flores	0,492	-1,171
Terceira	1,563	0,015
Santa Maria	0,250	-0,904

De acordo com os resultados mostrados na Tabela VIII.2, nenhuma das séries analisadas tem correlação serial estatisticamente significativa. As séries das Flores e de Santa Maria apresentam tendência negativa, no período analisado, mas não é estatisticamente significativa.

8.2. VARIABILIDADE TEMPORAL DA PRECIPITAÇÃO

Relativamente à variabilidade temporal, a aplicação do método FFT às séries revelou as características mostradas na Figura 8.3.

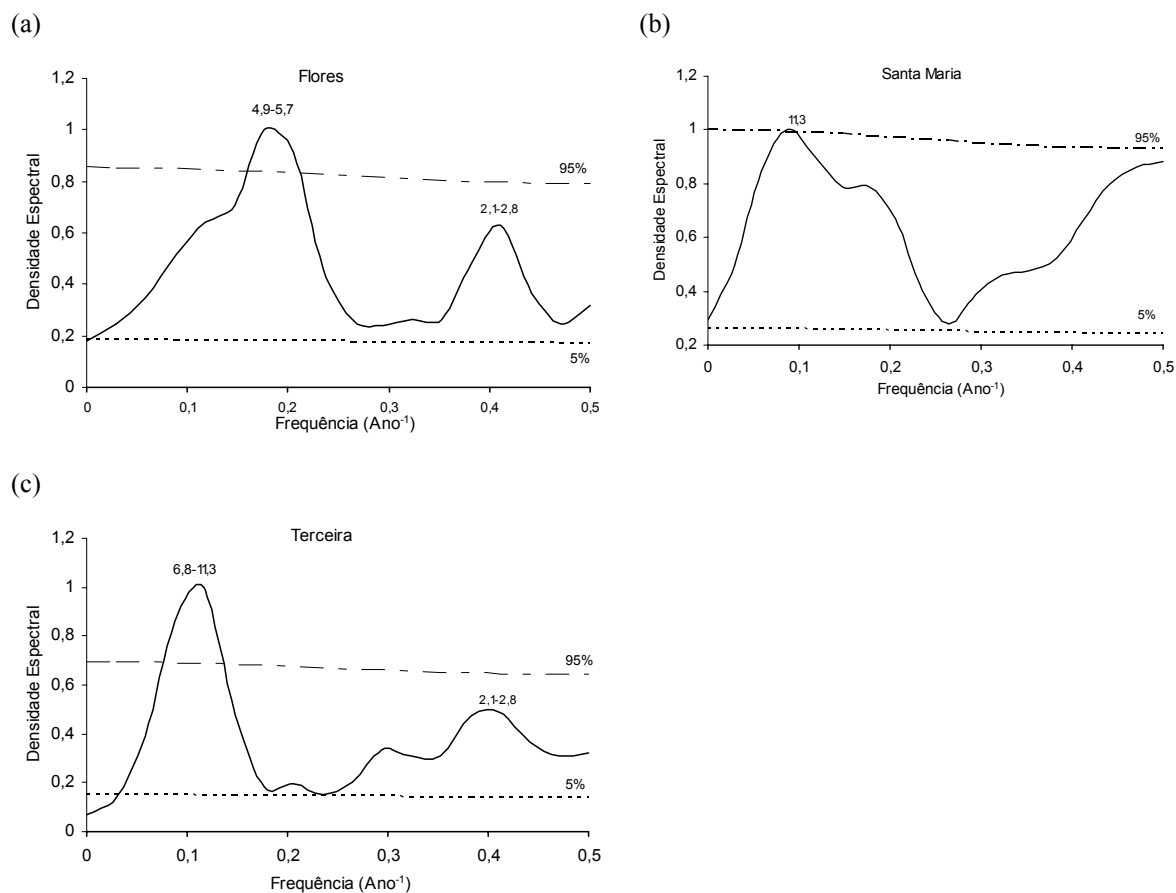


Figura 8.3 – Espectros das séries de precipitação: (a) Flores; (b) Santa Maria; (c) Terceira.

As séries concentram a variabilidade na região das altas frequências. Assim, a série das Flores é caracterizada por oscilações de 2-3 anos e de 4-5 anos. A variabilidade da série de Santa Maria situa-se na região dos 11 anos e, a série da Terceira apresenta variabilidade entre 2,1-2,8 anos e 6,8-11,3 anos.

Na Tabela VIII.3 apresentamos os resultados da correlação entre os índices teleconectivos escolhidos e as séries temporais da precipitação das Flores, da Terceira e de Santa Maria. Verificámos o índice NAO está relacionado com a precipitação registada nas ilhas das Flores, da Terceira e de Santa Maria, o que não causa qualquer estranheza. Mas, os valores mais elevados foram obtidos para a série das Flores ($r = -0,532$) e para a série da Terceira ($r = -0,472$). Estas duas séries foram registadas em ilhas localizadas no grupo ocidental (Flores) e no grupo central (Terceira). A análise destes resultados e os apresentados no capítulo 2 permite-nos apontar como possível causa da oscilação quase-bienal, na região em estudo, o índice NAO.

Tabela VIII.3 – *Correlação entre os índices teleconectivos e as séries de precipitação.*

	Precipitação anual		
	Flores	Terceira	S.Maria
NAO1	-0,532	-0,472	-----
NAO12	-----	-----	-0,469
EA2	-----	0,325	-----
WP4	-----	-----	0,317
EP11	-0,420	-----	-----
PNA8	-0,380	-----	-----
EAWR9	-----	-----	0,358
SCAND1	0,409	-----	-----

A precipitação da ilha de Santa Maria está também relacionada com os índices WP e EAWR. A série desta ilha apresenta uma oscilação bem pronunciada na região dos 11 anos pelo que podemos indicar como possível mecanismo desta variabilidade os índices WP e EAWR.

8.3. ESTRUTURA DOS DADOS DIÁRIOS DA PRECIPITAÇÃO

Dada a escassez de publicações sobre a precipitação diária na PI e Açores podemos concluir que, este tipo de estrutura de dados não desperta a atenção científica. No entanto, Martin-Vide (1987) e De Luís *et al.* (1997) fizeram um estudo das probabilidades de sequências de dois dias chuvosos na costa mediterrânica. Enquanto que, Lana e Burgueño (1998) e Martin-Vide e Gómez (1999) analisaram sequências de dias secos.

Atendendo às características climáticas das ilhas dos Açores, a análise da estrutura diária da precipitação revela comportamentos interessantes do ponto de vista climático. É sabido que, a distribuição das frequências da precipitação diária obedece a uma distribuição exponencial negativa (Brooks e Carruthers, 1953). Dito de outra maneira, as frequências absolutas da precipitação diária diminuem exponencialmente. Mas, também podemos analisar a variabilidade da precipitação diária a partir de sequências de dias consecutivos com a mesma características, como por exemplo, sequências de dias chuvosos. Neste tipo de análise utiliza-se probabilidades condicionadas como as cadeias de primeira e secunda ordem de Markov.

Tal como um corpo tem tendência a permanecer no seu estado de repouso, ou de movimento, também os fenómenos como a precipitação oferecem uma certa inércia à mudança de estado. De outra forma, os valores que as variáveis meteorológicas tomam num determinado instante estão relacionados com os valores tomados nos instantes passados. Ou seja, os valores que uma determinada variável meteorológica toma não são independentes e, esta dependência diminui com o aumento do intervalo de tempo.

Aceita-se que a precipitação de um ano é independente da registada no ano precedente mas há uma clara dependência entre dias sucessivos de precipitação. A probabilidade de chover num dia é maior quando o dia precedente foi chuvoso do que no caso do dia anterior ter sido seco. Esta propriedade, a inércia das variáveis meteorológicas, tem o nome de persistência. Assim, para avaliarmos a persistência de um determinado fenómeno meteorológico recorre-se ao uso de probabilidades condicionadas. Para isso calcula-se a probabilidade de um dia chuvoso depois de um dia chuvoso ou, de um dia seco depois de um dia seco.

8.3.1. INTRODUÇÃO ÀS CADEIAS DE MARKOV

As cadeias de Markov são um tipo de processo estocástico, isto é, uma sucessão de variáveis aleatórias. Define-se, variável aleatória como aquela que toma um determinado valor com determinada probabilidade.

Uma cadeia de Markov é um processo estocástico de tempo discreto, que tem um espaço de estados finitos e satisfaz a seguinte condição,

$$P[X_m = x_m \mid X_0 = x_0, \dots, X_{m-1} = x_{m-1}] = P[X_m = x_m \mid X_{m-1} = x_{m-1}], \quad (8.1)$$

à qual chamamos propriedade de Markov. Esta propriedade significa que, a probabilidade da variável X_m tome ou esteja no estado x_m , tendo as variáveis X_0, \dots, X_{m-1} ocupado os estados x_0, \dots, x_{m-1} , é igual à probabilidade da última transição. Isto significa que, a dependência de um estado, relativamente aos anteriores, só se manifesta no estado precedente.

Uma cadeia de Markov de tempo discreto diz-se homogênea ou estacionária se, a probabilidade de uma determinada transição não depender do instante em que se produz. Quando o número de estados possíveis das variáveis aleatórias é dois e a propriedade de Markov diz respeito ao estado anterior, conforme definido na equação 8.1, a cadeia de Markov diz-se de primeira ordem.

A propriedade traduzida pela equação 8.1 pode ser estendida aos dois estados precedentes, ou a três ou mais instantes, definindo uma cadeia de segunda ordem ou de terceira ordem ou de ordem superior a um, respectivamente.

Utilizando este processo estocástico pode-se fazer uma análise da precipitação tomando como unidade de tempo o dia e, como estados possíveis chuvoso e seco. Desta forma, a sequência de dias é uma cadeia de Markov de tempo discreto e de dois estados.

O modelo de cadeia de Markov de primeira ordem estabelece que, a probabilidade de um dia chuvoso ou seco só depende do tipo de dia precedente ao considerado e, é dada por:

$$P_n = P_{11}^{n-1} P_{10}, \quad (8.2)$$

onde P_n é a probabilidade de uma sequência de n dias chuvosos, P_{11} é a probabilidade de um dia chuvoso depois de um dia chuvoso e P_{10} é a probabilidade de um dia seco depois de um dia

chuvoso. A equação 8.2 é equivalente à seguinte equação que tem a vantagem de utilizar apenas uma probabilidade condicionada,

$$P_n = P_{11}^{n-1} (1 - P_{11}). \quad (8.3)$$

8.3.2. RESULTADOS OBTIDOS COM UM MODELO DAS CADEIAS DE MARKOV DE 1ª ORDEM

Aplicámos o modelo das cadeias de Markov, modelo de probabilidades condicionadas, aos dados diários da precipitação das Flores, da Terceira e de Santa Maria.

Definimos como dia chuvoso aquele que recolhe pelo menos 0,1 mm de precipitação, quantidade mínima medida pelo pluviómetro. De outra forma, a condição fronteira que separa dia chuvoso, de dia seco é 0,1 mm.

Na Figura 8.4 (a) apresentamos os resultados obtidos por aplicação do modelo das cadeias de Markov de 1ª ordem e as probabilidades obtidas com os dados diários observados de precipitação das Flores.

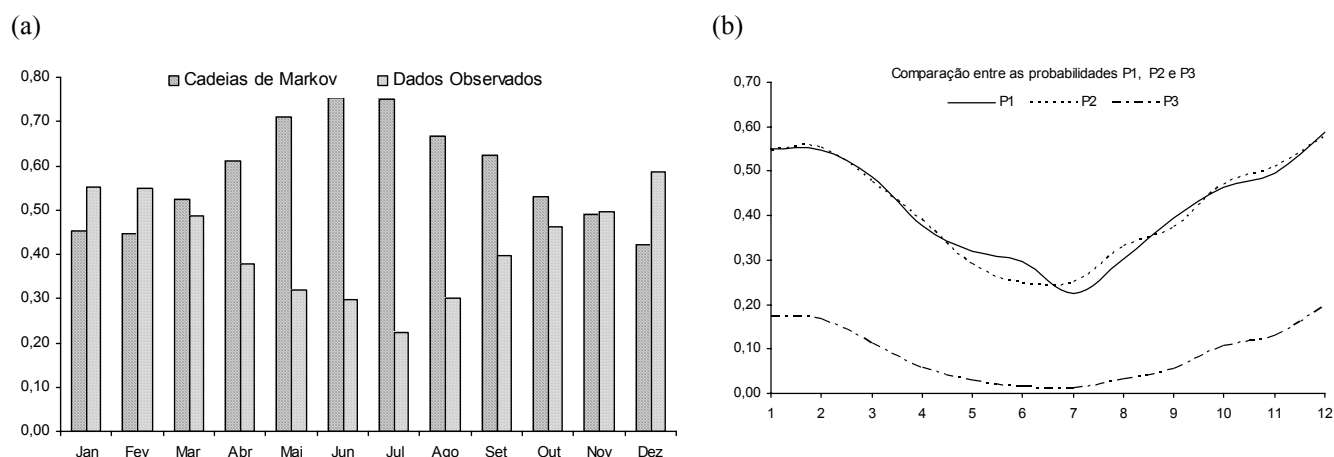


Figura 8.4 – Probabilidades condicionadas para as Flores: (a) obtidas com o modelo das cadeias de Markov e com os dados observados. (b) Comparação entre as probabilidades P1, P2 e P3.

Os resultados obtidos demonstram que, no geral, o modelo markoviano de primeira ordem simula com razoabilidade o comportamento dos dados diários da precipitação nas Flores. Contudo,

este modelo, nos meses de Abril a Setembro, sobrestima os valores das probabilidades condicionadas.

A partir dos resultados obtidos podemos ainda inferir que, durante todos os meses do ano, verifica-se uma maior persistência de $P1$ e $P2$ relativamente a $P3$. Entre Janeiro e Abril, as probabilidades $P1$ e $P2$ são idênticas. Nos meses de Maio e Junho, $P1$ é mais persistente do que $P2$, isto é, as sequências de um dia chuvoso depois de um dia chuvoso são as de maior persistência nesta ilha, em Maio e Junho. Em Julho e Agosto, $P2$ é mais persistente do que $P1$, isto é, a probabilidade de sequências de chuva com a duração de dois dias é maior que a probabilidade de sequências de chuva com duração de um dia, nestes meses.

Os resultados obtidos, para a série da Terceira, com o modelo de Markov, são mostrados na Figura 8.5.

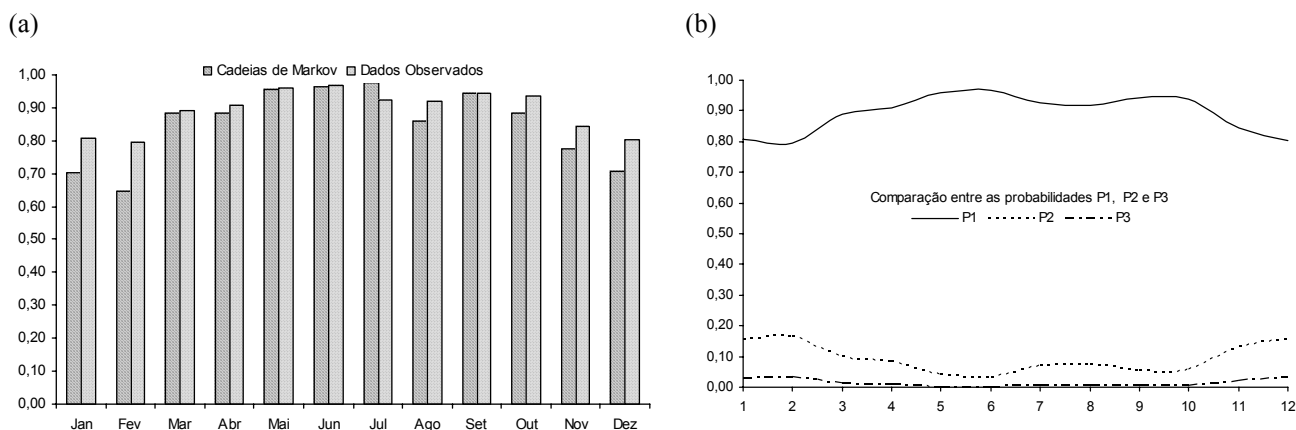


Figura 8.5 – Probabilidades condicionadas para a Terceira: (a) obtidas com o modelo das cadeias de Markov e com os dados observados. (b) Comparação entre as probabilidades $P1$, $P2$ e $P3$.

Este modelo de probabilidades condicionadas revelou-se um bom modelo para o comportamento dos dados diários da precipitação em todos os meses do ano, na ilha da Terceira. Nos meses de Outubro a Fevereiro e, mês de Agosto, este modelo markoviano subestima os valores das probabilidades condicionadas. Na Terceira, probabilidade $P1$ predomina sobre $P2$ e $P3$.

Relativamente aos resultados obtidos para série de Santa Maria (Figura 8.6) verificamos que os dados obtidos, com o modelo das cadeias de Markov, são bastante discrepantes relativamente aos dados observados. Esta discrepância poderá estar relacionada com o fundamento

do modelo markoviano, isto é, com a dependência de um acontecimento relativamente ao dia anterior.

É provável que, na ilha de Santa Maria, os períodos chuvosos sejam bastante alongados, dependendo o acontecimento de um dia chuvoso não só do anterior, mas também dos precedentes a este. Para averiguarmos esta hipótese era necessário o cálculo de cadeias de Markov de ordem superior a um.

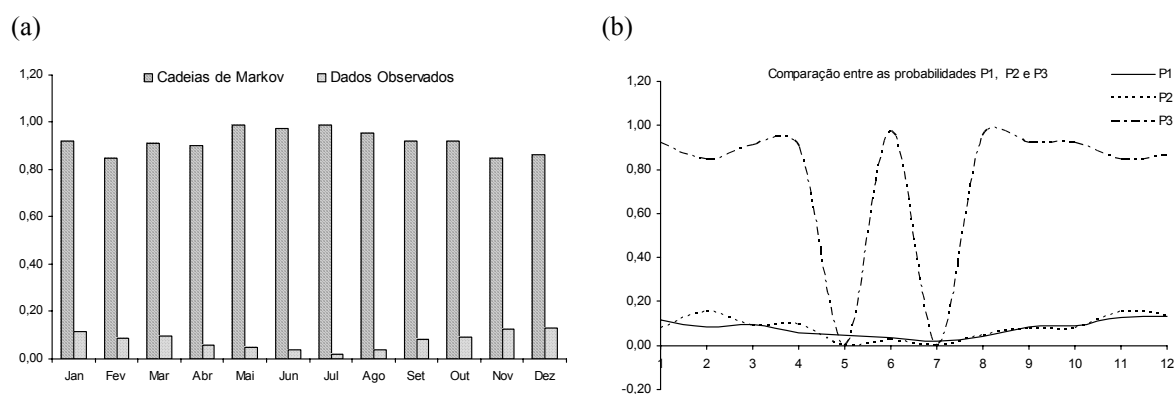


Figura 8.6 – Probabilidades condicionadas para Santa Maria: (a) obtidas com o modelo das cadeias de Markov e com os dados observados. (b) Comparação entre as probabilidades P1 e P2.

O gráfico da Figura 8.6(b) mostra que, a probabilidade de uma sequência de três dias de chuva é maior do que a sequência de um dia de chuva, exceptuando os meses de Maio a Julho.

8.4. Conclusões

A precipitação, no arquipélago dos Açores, está distribuída ao longo de todo o ano com uma diminuição nos meses de Junho, Julho e Agosto. Durante este período, o anticlone dos Açores está deslocado para norte.

Nas séries analisadas verifica-se ainda uma diminuição da quantidade de precipitação no sentido oeste-leste, isto é, a série do grupo ocidental recolhe uma maior quantidade de precipitação do que a do grupo central e esta regista, por sua vez, uma maior quantidade de precipitação do que a do grupo oriental.

A precipitação é caracterizada por oscilações quase-bienais (2-3 anos), quase-quinquenais (4,9-5,7 anos) e com período de 6,8-11,3 anos. A variabilidade temporal da precipitação nos Açores, mais concretamente, a oscilação quase-bienal, está relacionada com o índice NAO. Os possíveis mecanismos associados à variabilidade são os índices EA, WP, EP, PNA, EAWR e SCAND.

O método das cadeias de Markov, aplicado neste capítulo, permitiu fazer uma análise estatística aos dados da precipitação com uma estrutura diária. Este modelo simula com bastante aproximação as probabilidades dos dados observados das séries das ilhas localizadas no grupo ocidental e central. Os resultados obtidos com a série de Santa Maria são discrepantes. Estes resultados constituem um primeiro conjunto sobre este tema e naturalmente, serão seguidos por modelos de cadeias de Markov de ordem superior a um.

Os resultados obtidos indicam ainda uma persistência de $P1$ (sequências com a duração de um dia de chuva) relativamente a $P2$ (sequências com a duração de dois dias de chuva) nas ilhas do grupo ocidental e central e, uma persistência de $P3$ relativamente a $P1$ e $P2$ na ilha do grupo oriental.

9 – CONCLUSÕES

GERAIS

9.1 CONCLUSÕES GERAIS

Na Península Ibérica, o estudo da variabilidade espacial permitiu obter uma regionalização para as variáveis estudadas. Assim, para o campo da precipitação com a aplicação do método das componentes principais com rotação obtivemos quatro regiões para as quais foi também analisada a variabilidade temporal. A primeira região, localizada no noroeste peninsular, é caracterizada por concentrar a sua variabilidade na região das baixas frequências, apresentando oscilações de 2-3 anos e de 4-7 anos.

Com o estudo da variabilidade de baixa frequência concluímos que, a precipitação no noroeste peninsular ocorre nos meses de Outubro a Maio. É ainda de salientar que, nesta região, a precipitação está fortemente associada aos meses de inverno, isto é, Dezembro, Janeiro e Fevereiro. Verificámos também, recorrendo a métodos clássicos (capítulo 2), que no noroeste peninsular, a percentagem da precipitação registada no inverno é superior a 36% do total anual.

A análise do campo da convergência do fluxo de vapor de água, permitiu verificar que, em média, nesta região a convergência é positiva ($0 < -div \bar{Q} < 1$), isto é, a precipitação predomina relativamente à evaporação.

A segunda função própria da precipitação está associada à região sul peninsular (região da Andaluzia). Esta região recebe, de acordo com os métodos clássicos, entre 400 mm e 800 mm de precipitação por ano e, no inverno recebe em média entre os 100 mm e os 180 mm. A análise de baixa frequência permitiu-nos concluir que no sul peninsular, a precipitação ocorre fundamentalmente no fim do verão e durante o outono. A precipitação está fortemente associada aos segundo e terceiro período decadal de Setembro e primeiro período decadal de Outubro.

Nesta região, os resultados obtidos com o método da divergência de vapor de água, indicam-nos que a convergência é negativa, isto é, a evaporação predomina relativamente à precipitação.

Com a análise da variabilidade temporal concluímos que, na região andaluza, a precipitação caracteriza-se por oscilações entre os 2 e os 10 anos.

A região do sudeste peninsular, região valenciana, está associada à terceira função empírica ortogonal. A distribuição espacial da precipitação média anual e da precipitação média de inverno, com métodos clássicos, também discrimina esta região na Península Ibérica como uma das regiões onde se registam os menores valores de precipitação quer anualmente quer sazonalmente.

A região valenciana apresenta oscilações da a precipitação anual e invernal quase-bienais (isto é, entre os 2-3 anos) e quase quinquenais (entre os 4-7 anos). A análise do campo médio da

convergência de fluxo de vapor de água mostra que na região sul e na região valenciana há uma predominância da evaporação relativamente à precipitação.

O quarto modo do campo de precipitação está associado à região norte oriental da Península Ibérica. Os resultados obtidos com os métodos clássicos indicam que, esta região caracteriza-se por registar valores bastante elevados de precipitação durante o ano e no inverno.

Nesta região, em média, verifica-se um excesso de precipitação relativamente à evaporação. Curiosamente, a análise da variabilidade intra-anual demonstra que, durante os meses de Maio, Junho e Julho, os valores máximos da precipitação registam-se no norte oriental peninsular.

Na Cantábria e no País Basco, a precipitação anual apresenta oscilações com período inferior a 10 anos e a precipitação invernal caracteriza-se por concentrar a sua variabilidade entre os 2-7 anos e entre os 10-20 anos.

A análise de correlação entre a precipitação e os índices teleconectivos permitiu estabelecer as causas físicas que concorrem para esta distribuição da precipitação (anual e invernal) na Península Ibérica. Os resultados obtidos permitiram-nos associar à precipitação os seguintes índices teleconectivos NAO, EA, EA/JET, WP, PNA, EAWR e SCAND.

Relativamente à temperatura, a Península Ibérica pode ser caracterizada por três regimes distintos associados a cada uma das funções empíricas ortogonais: a região norte ocidental, a região norte oriental e nordeste peninsular e, a região sul e sudeste.

Na distribuição da temperatura média anual com métodos clássicos são também discriminadas a segunda e terceira regiões. Os resultados obtidos com esta análise indica a região norte oriental como a que regista as menores temperaturas médias anuais enquanto a região sul caracteriza-se pelas temperaturas médias anuais mais elevadas.

A variabilidade temporal da temperatura na Península Ibérica está associada a oscilações na região das altas frequências. Assim, a temperatura anual na região norte ocidental apresenta oscilações quase bienais (2-3 anos), quase-decais (7-10 anos) e de período entre os 10 e os 20 anos. Na região norte oriental e nordeste, a temperatura anual caracteriza-se por oscilações de 3-10 anos. Finalmente, a temperatura anual na região sul e sudeste concentra a sua variabilidade entre 2-4 anos.

A temperatura de verão, na região norte ocidental, apresenta oscilações quase-bienais e quase quinquenais. Na região norte oriental e nordeste, a variabilidade da temperatura de verão está

concentrada entre os 3-7 anos e na região sul e sudeste, as oscilações características estão localizadas na região espectral entre os 4-20 anos.

O estudo da variabilidade intra-anual revelou dois tipos de comportamento intra-anual associados aos diferentes regimes de temperatura na Península Ibérica. Para a região norte ocidental, a temperatura caracteriza-se por duas estações astronómicas: o verão, que decorre entre Junho e Agosto e a outra estação que decorre nos restantes meses.

A região sul e sudeste peninsular caracteriza-se por duas estações astronómicas: o inverno associado aos meses de Novembro, Dezembro e Janeiro e a outra estação astronómica associada aos restantes meses do ano.

A justificação física dos possíveis mecanismos responsáveis pela variabilidade do campo da temperatura foi obtida através das relações de correlação entre os resultados da análise de variabilidade e os padrões de circulação geral da atmosfera. Os resultados obtidos permitiram-nos associar à temperatura os seguintes índices teleconectivos NAO, EA, EA/JET, WP, EP, PNA e SCAND.

A análise de variabilidade da evaporação permitiu evidenciar duas regiões com comportamento distinto para a evaporação anual e três regiões com regimes diferentes para a evaporação de verão. Uma extensa região que abrange a quase totalidade da península exceptuando a região norte, a região sul e sudeste mediterrânica está associada ao primeiro modo da evaporação anual. A evaporação nesta região apresenta variabilidade entre os 3-7 anos.

Na região norte, associada à segunda função empírica ortogonal, a evaporação anual caracteriza-se por oscilações quase bienais, quase-quinquais e oscilações entre 10-20 anos

A evaporação de verão define três regiões. A região localizada no interior norte oriental está associada à primeira EOF e os resultados obtidos para o campo médio do fluxo de vapor de água demonstram que, esta área é uma zona sumidouro de vapor de água, isto é, verifica-se um excesso de precipitação relativamente à evaporação. A segunda função empírica ortogonal está relacionada com a região norte peninsular e o terceiro modo está relacionado com a região norte ocidental. Esta última região também constitui, de acordo com os nossos resultados, uma região caracterizada por um excesso de precipitação relativamente à evaporação.

A evaporação de verão, em toda a península, é caracterizada por concentrar a sua variabilidade na região espectral dos 2-7 anos. Os resultados obtidos com a análise de correlação heterogénea sugerem que, esta variabilidade está relacionada com os índices NAO, EA, EAWR, EP, PNA, WP, PNA e SCAND.

O transporte horizontal de vapor de água, na Península Ibérica, é, em média, de oeste para leste (componente zonal) e de sul para norte (componente meridional). O método do fluxo de vapor de água, baseado na dinâmica do ramo aéreo do ciclo hidrológico, demonstrou ser uma boa alternativa para estimar a evaporação nesta escala espacial.

Os resultados obtidos com o modelo temporal desenvolvido e aplicado para análise de variabilidade temporal podem ser considerados bons pois, a bondade do ajuste entre as séries estimadas e observadas varia entre 0,64 (para a série de Almeria) e 0,878 (para a série de Múrcia).

Apesar das diferenças entre as malhas dos dados observados e de reanálise, no estudo da variabilidade os padrões obtidos para as diferentes funções empíricas ortogonais, com os dados de reanálise são semelhantes aos padrões obtidos com os dados observados da precipitação. No caso da temperatura, as distribuições espaciais das EOF não são tão coincidentes como as distribuições da precipitação

Com a análise temporal verificámos que, os dados de reanálise não conseguem captar os extremos. Mas, os resultados obtidos com a análise de coerência entre os dados de reanálise e os observados indicam uma elevada similitude em algumas janelas espectrais. Estes resultados permitem-nos afirmar que apesar dos dados de reanálise terem uma escala espacial relativamente elevada, este tipo de dados pode ser utilizado em estudos de variabilidade climática a esta escala.

Relativamente à precipitação nos Açores, os dados mostram que o grupo oriental é o que recolhe a menor quantidade de precipitação e o grupo ocidental recolhe a maior quantidade de precipitação do arquipélago.

A precipitação está distribuída por todos os meses do ano verificando-se uma diminuição nos meses de Junho a Agosto. A simulação da estrutura da precipitação diária foi feita com o modelo de Markov de primeira ordem. Este modelo mostra que, no grupo ocidental há uma maior persistência de sequências de chuva com duração de um dia. No grupo central do arquipélago verifica-se este mesmo tipo de persistência excepto no mês de Julho, onde a probabilidade de sequências de chuva com duração de dois dias é maior que a probabilidade de sequências de chuva com duração de um dia.

Relativamente à variabilidade temporal, a precipitação é caracterizada por oscilações quase-bienais que está correlacionada com o índice NAO. São também características as oscilações localizadas na região espectral entre os 6,8-11,3 anos. Os resultados obtidos com a análise de correlação indicam que outros possíveis mecanismos associados à variabilidade são os índices EA, WP, EP, PNA, EAWR e SCAND.

9.2 DESENVOLVIMENTO DE FUTUROS TRABALHOS

Relativamente ao campo da evaporação, os resultados apresentados constituem o primeiro conjunto sobre este tema e, naturalmente serão revalidados e complementados com outras possíveis análises. A primeira sugestão é a utilização de modelos regionais de alta resolução, para simulação das variáveis relevantes para o ciclo hidrológico. Uma segunda sugestão é o cálculo do transporte verticalmente integrado de vapor de água na região em estudo.

É possível ainda fazer uma análise mais minuciosa acerca da variabilidade do campo do fluxo de vapor de água, estudando a variabilidade do campo do vento e da humidade.

No que diz respeito ao estudo da precipitação no arquipélago dos Açores, na posse de um maior número de séries, será possível analisar também a variabilidade espacial desta grandeza e estudar com o método da RPCA a variabilidade de baixa frequência. Quanto à estrutura dos dados diários, é necessário analisar a discrepância obtida entre os dados empíricos e os dados simulados pelo modelo de Markov para Santa Maria aplicando um modelo de ordem superior a um.

REFERÊNCIAS

Aguirre JS, Fernández JF, Calvo EZ, 2004. Variabilidad invernal de los transportes verticalmente integrados de humedad sobre la Península Ibérica e influencias atlánticas. *Física de la Tierra* **16**: 127-136.

Albajar RA, Martín QM, 1998. *Estadística para Ingenieros*. Salamanca, Hespérides.

Allen MR, Smith LA, 1994. Investigating the Origins and Significance of Low-Frequency Modes of Climate Variability. *Geophysic Research Letter* **21**: 883-886.

Ardanuy R, Soldevilla MM, 1992. *Estadística Basica*. Salamanca, Hespérides.

Atchley WR, Bryant EH, 1974. *Multivariate Statistical Methods: Among-Groups Covariation*. Dowden, Hutchinson and Ross.

Barnston AG, Livezey RE, 1987. Classification, Seasonality and Persistence of Low-Frequency Atmospheric Circulation Patterns. *Monthly Weather Review* **114**: 1083-1126.

Bartzokas A, Lolis CJ, Metaxas DA, 2003. A study on the intra-annual variation and the spatial distribution of precipitation amount and duration over Greece on a 10 day basis. *International Journal of Climatology* **23**: 207-222.

Beltrami, E, 1873. *Suelle Funzioni Bilineari*. Giornale di Metematiche di Battaglini **11**: 98-106.

Berbery EH, Rasmusson EM, 1999. Mississipi moisture budgets on regional scales. *Montly Weather Revue* **127**: 2654-2673.

Berger AL, 1980. *Spectrum of Climate Variations and Possible Causes, Climate Variations and Variability: Facts and Theories*. Reidel Publishing Company.

Biau G, Zorita E, von Storch H, Wackernagel H, 1999. Estimation of precipitation by kriging in the EOF space of the sea level pressure field. *Journal of Climate*. **12**: 1070-1085.

Bringham EO, 1974. *The Fast Fourier Transform*, Prentice-Hall.

Brooks CEP, Carruthers N, 1953. *Handbook of Statistical Methods in Meteorology*. Londres Meteorological Office.

Broomhead DS, King G, 1986. Extractin Qualitative Dynamics from Experimental Data. *Physica D*. **20**: 217-236.

Browen MW, 1968. *A comparison of factor analytic technique*. *Psychometrika* **33**: 267-334.

Burg JP. 1967. Maximum Entropy Spectral Analysis. In 36th Meet. Soc. Explor. Geoph., Oklahoma, U.S.A.

Cahalan RF, 1983. EOF spectral estimation in climate analysis. In *Proceedings of Second International Meeting in Statistical Climatology*, 4.1.5-4.5.7.

Cattel RB, 1966. The scree test for the number of factors. *Multivariate Behaviour Research* **1**: 244-276.

Castro-Díaz Y, Pozo-Vázquez D, Rodrigo FS, Esteban-Parra, MJ, 2002. NAO and winter temperature variability in southern Europe. *Geophys. Res. Lett.* **29**..

Chang CP, Zambressky L, 1985. Observed and Navy Global Models Climatologies of Synoptic Disturbances over the Tropical Western Pacific during Northern Winter 1991/92: a spectral analysis. *Monthly Weather Review* **123**: 430-443.

Chatfield C, 1980. *The Analysis of Time Series. An Introduction*, Chapman and Hall.

Cheng X, Nitsche G, Wallace JM, 1994. Robustness of Low-Frequency Circulation Patterns Derived from EOF and Rotated EOF Analysis. *Journal of Climate* **8**: 1709-1713.

Clinet S, Martin S, 1992. 700hPa Geopotencial Height Anomalies from Statistical Analysis of the French Hemis Data Set. *International Journal of Climatology* **12**: 229-246.

Colebrood JM, 1978. Continous Plankton Records-Zooplankton and Environement, Northeast Atlantic and North Sea, 1948-1975. *Oceanology Acta* **1**: 9-23.

Cuadras CM, 1991. *Métodos de Análisis Multivariante*, P.P.U.

De Luis M, González-Hidalgo JC, Raventós J, Sánchez JR, Cortina J, 1997. Distribución especial de la concentración y agresividad de la lluvia en el territorio de la Comunidad Valenciana. *Cuarternario y Geomorfología* **11**: 33-44.

Deser C, Blackmon ML, 1993. Surface Climate Variations over the North Atlantic Ocean during Winter: 1900-1989. *Journal of Climate* **6**: 1743-1743.

- Dettinger MD, Ghil M, 1992. Interannual and Interdecadal Variability of Surface-Air Temperatures in the United States. In *Proceedings of 16th Annual Climate Diagnostics Workshop*, 209-214.
- Drosowsky W, 1993. An analysis of Australian seasonal rainfall anomalies: 1950-1987. II: Temporal variability and teleconnection patterns. *International Journal of Climatology* **13**: 111-149.
- Easterling DR, Peterson TC, 1995. A new method for detecting undocumented discontinuities in climatological series. *International Journal of Climatology* **15**: 369-377.
- Easterling DR, Peterson TC, Karl TR, 1996. On the development and use of homogenized climate datasets. *Journal of Climate* **9**: 1429-1434.
- Fernández Mills G, 1995. Principal component analysis of precipitation and rainfall regionalization in Spain. *Theor. and Appl. Climatol.* **50**: 169-183.
- Flury B, 1988. *Common Principal Components and Related Multivariate Models*, John Wiley and Sons
- Fraedrich K, Muller K, 1992. Climate anomalies in Europe associated with ENSO extremes. *International Journal of Climatology* **12**: 25-31.
- Ghil M, Mo K, 1991a. Interseasonal Oscillations in global Atmosphere. Part I: Northern Hemisphere and Tropics. *Journal of Atmospheric Sciences* **48(5)**: 752-779.
- Ghil M, Mo K, 1991b. Interseasonal Oscillations in global Atmosphere. Part II: Southern Hemisphere. *Journal of Atmospheric Sciences* **48(5)**: 780-790.
- Ghil M, Vautard R, 1991. Interdecadal Oscillations and the Warming Trend in Global Temperature Time Series. *Nature* **350**: 324-327.
- Ghil M, Yiou P, 1996. Spectral Methods: What They Can and Cannot Do For Climatic Time Series. Decadal Climate Variability: Dynamics and Predictability 44 NATO ASI Series I. Springer Verlag
- Gibbs WJ, 1987. Definiendo el clima. *Bulletin of the WMO* **3**: 306-312.
- Giorgi F, Hostetler SW, Brodeur CS, 1994. Analyses of the surface hydrology in a regional climate model. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.* **120**: 161-183.
- Goossens C, Berger A, 1986. Annual and seasonal climatic variations over the northern hemisphere and Europe during the last century. *Annales Geophysicae* **4**: 385-400.

- Hanston L, Michaelson J, 1994. Long-Term Central Coastal California Precipitation variability and relationships to El Niño-Southern Oscillation. *Journal of Climate* **7**: 1373-1387.
- Higgins RW, Mo KC, Schubert SD, 1996. The moisture budget of the Central United States in Spring as evaluated in the NCEP/NCAR and the NASA/DAO Reanalysis. *Monthly Weather Review*. **124**: 939-963.
- Hogg WD, 1995. Cycles and trends in time series of Canadian extreme rainfall. *In Proceedings of Sixth International Meeting in Statistical Climatology*, 247-278.
- Hotelling H, 1933. Analysis of a complex of statistical variables into principal components. *J. Educ. Psych.* **24**: 417-441; 498-520.
- Hurrell JW, van Loon H, 1995. Decadal Trends in the North Atlantic oscillation and relationships to regional temperature and precipitation. *In Proceedings of Sixth International Meeting in Statistical Climatology*, vol 1, 185-188.
- Jackson JE, 1991. *A user Guide to Principal Components*, John Wiley and Sons
- James IN, 1994. *Introduction to Circulating Atmospheres*. Cambridge Atmospheric and Space Science Series. Cambridge, Cambridge University Press
- Jolliffe IT, 1986. *Principal Component Analysis*. Nova York, Springer-Verlag.
- Karl TR, Willians, CN, 1987. An approach to Adjusting Climatological Time Series for Discontinuous Inhomogeneities. *Journal of Climate and Applied Meteorology* **26**: 1744-1763.
- Keppenne CL, Ghil M, 1992. Adaptative Filtering and Prediction of the Southern Oscillation Index. *Journal of Geophysical Research* **97D18**: 20449-20454.
- Krepper CM, Scian BV, Pierini JO, 1989. Time and Space Variability of Rainfall in Central-East Argentina. *Journal of Climate* **2**: 39-47.
- Kutiel H, Maheras P, Guika S, 1996. Circulation and extreme rainfall conditions in the eastern Mediterranean during the last century. *International Journal of Climatology* **16**: 73-92.
- Lana X, Bargueño A, 1998. Probabilities of repeat long dry episodes base don the Poisson distribution. An example for Catalonia (NE Spain). *Theorical and Applied Climatology* **60**: 111-120.

- Lana X, Martínez MD, Serra C, Burgueño A, 2004. Spatial and temporal variability of the daily rainfall regime in Catalonia. *International Journal of Climatology* **24**: 613-641.
- Lee S, 2000. Why is the annular mode dominated by the North Atlantic Oscillation. *AGU Chapman Conference on the North Atlantic Oscillation*.
- Legates DR, 1991. The effect of domain shape on principal component analysis. *International Journal of Climatology* **11**: 134-146.
- Lencastre A, Franco FM, 1984. *Lições de Hidrologia*, Lisboa, Universidade Nova de Lisboa.
- Marshall J, Kushnir Y, Batisti D, Chang P, Czaja A, Dickson R, Hurrell J, McCartney M, Saravanan R, Visbeck M, 2001. North Atlantic climate variability: phenomena, impacts and mechanisms. *International Journal of Climatology* **21**: 1863-1898.
- Martin-Vide J, 1987. *Característiques Pluviomètriques de la Precipitació a la Franja Costera Mediterrània de la Península Ibèrica*, Institut Cartogràfic de Catalunya, Barcelona.
- Martin-Vide J, Gómez L, 1999. Regionalization of Peninsular Spain based on the length of dry spells. *International Journal of Climatology* **19**: 567-555.
- Mass C, Schneider SH, 1977. Statistical Evidence on the Influence of Sunspots and Volcanic Dust on Long-term Temperature Records. *Journal of the Atmospheric Sciences* **34**: 1995-2004.
- Matayo I, Semazzi FHM, Ogallo LJ, 2000. ENSO signals in East African rainfall seasons. *International Journal of Climatology* **20**: 19-46.
- Mende W, Stellmacher R, Olberg M, 1993. Relationship Between Relative Sunspots Numbers and Air Temperature. *Meteorologische Zeitschrift* **2**: 121-126.
- Mitchell JM, 1966. *Climate Change*. Technical Note. Geneva, WMO
- Moraes JM, Pellegrino G, Ballester MV, Martinelli LA, Victoria RL, 1995. Estudo preliminar da evolução temporal dos componentes do ciclo hidrológico da bacia do Rio Piracicaba. *Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos*, vol.11.
- Newland DE, 1983. *Vibraciones Espectrales y Análisis Espectral*, AC.

- Nicholson SE, Kim J, 1997. The Relationship of the El Niño-Southern Oscillation to African Rainfall. *International Journal of Climatology* **17**: 117-135.
- Nieto S, Frías MD, Rodríguez-Puebla C, 2004. Assessing two different climatic models and the NCEP-NCAR reanalysis data for description of winter precipitation in the Iberian Peninsula. *International Journal of Climatology* **24**: 361-376.
- North GR, Bell TL, Cahalan RF, Moeng FJ, 1982. Sampling Errors in the Estimation of Empirical Orthogonal Functions. *Monthly Weather Review* **110**: 699-706.
- O'Lenic EA, Livezey RE, 1988. Practical Considerations in the Use of Rotated Principal Component Analysis (RPCA) in Diagnostic Studies of Upper-Air Height Fields. *Monthly Weather Review* **116**: 1672-1689.
- Papineau JM, 2001. Wintertime temperature anomalies in Alaska correlated with ENSO and PDO. *International Journal of Climatology* **21**: 1577-1592.
- Parra ME, Rodrigo F, Díez Y, 1995. Temperature trends and Change Points in the Northern Spanish Plateau During the Last 100 Years. *International Journal of Climatology* **15**: 1031-1042.
- Peixoto JP, 1989. *A Água no Ambiente*. Ministério do Planeamento e da Administração do Território.
- Peixoto JP, Oort AH, 1992. *Physics of Climate*. Nova York, American Institute of Physics.
- Penland C, Ghil M, Weickmann K, 1991. Adaptive Filtering and Maximum Entropy Spectra with Application to Changes in Atmospheric Angular Momentum. *Journal of Geophysical Research* **96**: 22659-22671.
- Peterson TC, Easterling DR., 1994. Creation of homogeneous composite climatological references series. *International Journal of Climatology* **14**: 671-679.
- Preisendorf RW, 1988. *Principal Component Analysis in Meteorology and Oceanography*. Developments in Atmospheric Sciences **17**. Amesterdão, Elsevier.
- Press WR, Flannery BP, Teukosky SA, Vetterling WT, 1992. *Numerical Recipes – The Art of Scientific Computing (FORTRAN version)*. Berlim, Cambridge University Press.
- Rasmusson EM, Wang X, Ropelewski C, 1990. The Biennial Component of ENSO Variability. *Journal Marine Sys.* **1**: 71-96.

- Rencher AC, 1994. *Methods of Multivariate Analysis*, John Wiley and Sons.
- Reymend R, Jöreskog KG, 1996. *Applied Factor Analysis in the Natural Sciences*, Berlim, Cambrigde University Press.
- Rhoades DA, Salinger MJ, 1993. Adjustment of Temperature and Rainfall Records for Site Changes. *International Journal of Climatology* **13**: 899-913.
- Richman MB, 1981. Obliquely Rotated Principal Components: An Improved Meteorological Map Typing Technique?. *Journal Applied Meteorology*. **20**: 1144-1149.
- Richman MB, 1986. Rotation of Principal Components. *Journal of Climatology*. **6**: 411-420.
- Richman MB, Lamb PJ, 1984. Climatic Pattern Analysis of Three-and-Seven- Day Summer Rainfall in the Central United States: Some Methodological Considerations and a Regionalization. *Journal of Climate and Applied Meteorology*. **24**: 1324-1343.
- Rodó X, Baert E, Comin FA, 1997. Variations in seasonal rainfall in Southern Europe during present century: relationships with the North Atlantic Oscillation and the El Niño-Southern Oscillation. *Climate Dynamics* **13**: 275-284.
- Rodrigo FS, Esteban-Parra MJ, Pozo-Vázquez D, Castro-Díez Y, 2000. Rainfall variability in Southern Spain on decadal to centennial time scales. *International Journal of Climatology* **20**: 721-732.
- Rodríguez-Puebla C, Encinas AH, Nieto S, Garmendia J, 1998. Spatial and temporal patterns of annual precipitation variability over the Iberian Peninsula. *International Journal of Climatology* **18**: 299-316.
- Rodríguez-Puebla C, Encinas AH, Saénz J, 2001. Winter precipitation over the Iberian Peninsula and its relationships to circulation indices. *Hydrology and Earth System Sciences* **53**: 233-244.
- Rogers JC, 1984. The association between the North Atlantic Oscillation and the Southern Oscillation in the Northern Hemisphere. *Mounthly Weather Revue* **112**: 1999-2015.
- Rogers JC, 1985. Atmospheric circulation changes associated with the warming over the Northern Atlantic in the 1920s. *Journal of Climate Applied Meteorology* **24**: 1303-1310.
- Rogers JC, van Loon H, 1979. The seesaw in winter temperatures between Greenland and Northern Europe. Part II: Some oceanic and atmospheric effects in middle and high latitudes. *Mounthly Weather Revue* **107**: 509-519.

Sáenz J, 2000. *Estudio de las características regionales del clima invernal en el País Vasco y sus relaciones com el sistema climático global. Tese de doutoramento*, Leioa, Universidade del Pais Vasco.

Sáenz J, Zubillaga J, Rodríguez-Puebla C, 2001. Interannual Variability of Winter Precipitation in Northern Iberian Peninsula. *International Journal of Climatology* **21**: 1503-1513.

Sneyers R, 1975. *Sur l'Analyse Statistique des Séries d'Observations*. Note Técnica, 143. Genebra, Organization Météorologique Mondiale.

Sneyers R, 1990. *On the Statistical analysis of series of observations*. Technical Note, 415. Genebra, WMO

Solow AR, Patwardhan A, 1996. Extracting a Smooth Trend from a Time Series; A Modification of Singular Spectrum Analysis. *Journal of Climate* **9**: 2163-2166.

Sumner G, Homar V, Ramis C, 2001. Precipitation Seasonality in Eastern and Southern Coastal Spain. *International Journal of Climatology*. **21**: 219-247.

Sumner, 2001. A study on the intra-annual variation and the spatial distribution of precipitation amount and duration over Greece on a 10 day basis. *International Journal of Climatology* **23**: 207-222.

Thompson DWJ, Wallace JM, 1998. The Artic Oscillation signature in the wintertime geopotencial height and temperature fields. *Geophysical. Res. Letter* **25**: 1297-1300.

Thompson DWJ, Wallace JM, 2000. Annular modes in the Extratropical Circulation. Part I: month to month variability. *Journal of Climate* **13**: 1018-1036.

Tullot IF, 1983. *Climatología de España y Portugal*, Madrid, Instituto Nacional de Meteorología.

van Loon H, Rogers JC, 1978. The seesaw in winter temperatures between Greenland and Northern Europe. Part I: General description. *Mounthly Weather Revue* **106**: 296-311.

Vautard R, Yiou P, Ghil M, 1992. Singular Spectrum Analysis: A toolkit for short, noisy chaotic signals. *Physica D* **58**: 95-126.

von Storch H, 1994. *Spatial patterns: EOFs and C.C.A, Analysis of Climate Variability Precipitation*, Berlim, Springer-Verlag.

von Storch H, Zwiers HW, 1998. *Statistical Analysis in climate research*, Berlim, Cambridge University Press.

- von Storch H, Zwiers HW, 1999. *Statistical Analysis in climate research*, Berlin, Cambridge University Press.
- Walker GT, 1924. Correlations in seasonal variations of weather, IX. A further study of world weather. *Mem. Ind. Meteorol. Dep* **24**: 275-332.
- Walker GT, Bliss EW, 1932. World Weather V. *Mem. R Meteor. Soc.* **4**: 53-84.
- Wallace JM, Gutzler DS, 1981. Teleconnections in the geopotencial height field during the Northern Hemisphere winter. *Monthly Weather Revue* **109**: 784-812.
- Wang M, Paegle J, 1996. Impact of analysis uncertainty upon regional atmospheric moisture flux. *J. Geophys. Res* **101**: 7291-7303.
- White D, Richman M, Yarnal B, 1991. Climate regionalization and rotation of principal components. *International Journal of Climatology* **11**: 1-24.
- Wilks DS, 1994. *Statistical Methods in the Atmospheric Sciences. An Introduction*, San Diego, Academic Press.
- Yin ZY, 1999. Winter temperature anomalies of the North China Plain and macroscale extratropical circulation patterns. *International Journal of Climatology* **19**: 291-308.
- Young KC, 1992. A Three-Way Model for Interpolating for Monthly Precipitation Values. *Monthly Weather Revue* **120**: 2561-2569.
- Zhou J, Lau KM, 2001. Principal modes of interannual and decadal variability of summer rainfall over South America. *International Journal of Climatology* **21**: 1623-1644.
- Zorita E, Kharin V, Storch H, 1992. The Atmospheric Circulation and Sea Surface Temperature in the North Atlantic Area in Winter: Their Interaction and Relevance for Iberian Precipitation. *Journal of Climate* **5**: 1097-1107.

APÊNDICE A

REDES DE OBSERVAÇÃO DA PRECIPITAÇÃO TEMPERATURA EVAPORAÇÃO

TABELA A1.1 -	COORDENADAS DAS ESTAÇÕES DA REDE DE OBSERVAÇÃO DA PRECIPITAÇÃO NA PENÍNSULA IBÉRICA
TABELA A1.2 -	COORDENADAS DAS ESTAÇÕES DA REDE DE OBSERVAÇÃO DA PRECIPITAÇÃO NOS AÇORES
TABELA A.2 -	COORDENADAS DAS ESTAÇÕES DA REDE DE OBSERVAÇÃO DA TEMPERATURA NA PENÍNSULA IBÉRICA
TABELA A.3 -	COORDENADAS DAS ESTAÇÕES DA REDE DE OBSERVAÇÃO DA EVAPORAÇÃO NA PENÍNSULA IBÉRICA

Tabela A.1.1 – *Tabela da rede das estações de observação da precipitação, na PI*

	Estação	Localização		
		Lat. (°N)	Long. (°)	Alt. (m)
1	Albacete	38,95	1,86W	704
2	Alicante	38,37	0,51W	82
3	Almeria	36,84	2,38W	21
4	Ávila	40,65	4,70W	1130
5	Badajoz	38,88	6,83W	192
6	Barcelona	41,29	2,16E	6
7	Beja	38,17	7,52W	272
8	Bilbao	43,3	2,80W	34
9	Bragança	41,82	6,44W	720
10	Burgos	42,35	3,70W	881
11	Cabo Carvoeiro	39,35	9,24W	32
12	Cáceres	39,48	5,40W	459
13	Cadiz	36,49	5,40W	8
14	Castellon	39,99	0.03W	25
15	Castelo Branco	39,83	7,28W	386
16	Ciudad Real	38,99	3,92W	629
17	Coimbra	40,2	8,42W	141
18	Córdoba	37,84	4,85W	91
19	Cuenca	40,07	2,10W	945
20	Évora	38,57	7,32W	309
21	Gijon	43,53	5,78W	10
22	Granada	37,14	3,63W	680
23	Guadalajara	40,63	3,00W	685
24	Huelva	37,26	6,95W	26
25	Huesca	42,08	0,33W	542
26	Jaen	37,77	3,63W	510
27	La Coruña	43,37	8,40W	67
28	Léon	42,59	5,65W	913

Tabela A.1.1 (cont.) – Tabela da rede das estações de observação da precipitação, na PI

	Estação	Localização		
		Lat. (°N)	Long. (°)	Alt. (m)
29	Lérida	41,62	0,63E	202
30	Lisboa	38,72	9,13W	77
31	Logroño	42,45	2,33W	352
32	Madrid	40,41	4,00W	667
33	Málaga	36,67	4,49W	7
34	Múrcia	37,95	1,23W	75
35	Navarra	42,82	1,65W	449
36	Orense	42,32	7,85W	150
37	Penhas Douradas	40,42	7,73W	1383
38	Pontevedra	42,43	8,63W	19
39	Porto	41,13	8,41W	93
40	Salamanca	40,94	6,45W	790
41	San Sebastian	43,3	2,04W	259
42	Santander	43,46	2,93W	65
43	Sevilha	37,42	6,01W	31
44	Segovia	40,95	4,12W	1005
45	Soria	41,77	2,50W	1080
46	Tarragona	41,14	1,25E	76
47	Teruel	40,34	1,06W	916
48	Toledo	39,86	4,01W	540
49	Valencia	39,47	0,38W	11
50	Valladolid	41,72	4,70W	854
51	Vila Real	41,32	7,44W	481
52	Viseu	40,62	7,63W	600
53	Vitoria	42,85	2,60W	521
54	Zamora	41,49	5,76W	667
55	Zaragoza	41,66	1,01W	240

Tabela A.1.2 – *Tabela da rede das estações de observação da precipitação, nos Açores*

Estação		Localização		
		Lat. (°N)	Long. (°W)	Alt. (m)
1	Flores	39,21	31,31	
2	Terceira	37,00	25,00	
3	Santa Maria	38,63	27,30	

Tabela A.2 – Tabela da rede das estações de observação da temperatura

	Estação	Localização		
		Lat. (°N)	Long. (°)	Alt. (m)
1	Albacete	38,95	1,86 W	704
2	Alicante	38,37	0,50 W	82
3	Badajoz	38,88	6,83 W	185
4	Beja	38,17	7,58 W	272
5	Bragança	41,82	6,48 W	690
6	Burgos/Villafria	42,36	3,62 W	881
7	Cabo Carvoeiro	39,35	9,11 W	32
8	Castelo Branco	39,83	7,18 W	386
9	Coimbra	40,2	8,13 W	139
10	Cuenca	40,07	2,14 W	956
11	Daroca	41,11	1,41 W	779
12	Évora	38,57	7,61 W	309
13	Gijón	43,54	5,64 W	10
14	Huesca	42,08	0,33 W	541
15	Lisboa	38,72	8,86 W	104
16	Logroño	42,45	2,33 W	352
17	Madrid	40,41	3,68 W	667
18	Molina de Aragón	40,84	1,89 W	1063
19	Monteventoso	43,47	8,32 W	240
20	Móron de la Fra	37,16	5,62 W	88
21	Murcia/Alcanteria	37,96	1,23 W	89
22	Murcia/San Javier	37,79	0,80 W	2
23	Penhas Douradas	40,42	7,26 W	1383
24	Ponferrada	42,64	6,58 W	550
25	Porto	41,13	8,31 W	93
26	San Sebastian	43,31	2,04 W	259
27	Santander	43,46	3,82 W	65

Tabela A.2. (cont.) – Tabela da rede das estações de observação da temperatura

	Estação	Localização		
		Lat. (°N)	Long. (°)	Alt. (m)
28	Santiago de Compostela	42,90	8,43 W	364
29	Sevilla	37,37	6,01 W	8
30	Sondica	43,30	2,93 W	34
31	Soria	41,77	2,48 W	1082
32	Toledo	39,86	4,02 W	540
33	Tortosa	40,82	0,49 E	50
34	Valencia	39,48	0,38 W	11
35	Valladolid	41,72	4,87 W	845
36	Vigo	42,22	8,63 W	255
37	Vila Real	41,32	7,44 W	481
38	Viseu	40,62	7,59 W	600
39	Zamora	41,50	5,76 W	667
40	Zaragoza	41,66	1,01 W	247

Tabela A.3 – Tabela da rede das estações de observação da evaporação

	Estação	Localização		
		Lat. (°N)	Long. (°)	Alt. (m)
1	Albacete	38,95	1,86 W	704
2	Alicante	38,37	0,50 W	82
3	Almeria	36,83	2,45 W	7
4	Ávila	40,66	4,70 W	1130
5	Badajoz	38,88	6,97 W	195
6	Bragança	41,82	6,44 W	720
7	Burgos/Villafria	42,36	3,62 W	881
8	Caceres	39,48	6,67 W	459
9	Calamocha-Vor	40,87	1,30 W	932
10	Ciudad Real	38,99	3,92 W	627
11	Cuenca	40,07	2,14 W	956
12	Évora	38,57	7,32 W	309
13	Fuenterrabia	43,36	1,79 W	8
14	Gijón	43,54	5,64 W	10
15	Granada	37,14	3,63 W	685
16	Guadalajara	40,63	3,16 W	685
17	Huelva	37,26	6,95 W	26
18	Huesca	42,08	0,33 W	541
19	Lerida	41,62	0,62 E	202
20	Lisboa-Geofisico	38,72	9,15 W	77
21	Logroño	42,45	2,33 W	352
22	Malaga	36,67	4,49 W	7
23	Móron de la Fra	37,16	5,62 W	88
24	Murcia/San Javier	37,79	0,80 W	2
25	Penhas Douradas	40,42	7,73 W	1383
26	Ponferrada	42,64	6,58 W	550

Tabela A.3 (cont.) – *Tabela da rede das estações de observação da evaporação*

	Estação	Localização		
		Lat. (°N)	Long. (°)	Alt. (m)
27	Prat de Llobregat	41,30	2,08 E	6
28	San Fernando	36,47	6,20 W	30
29	Santander	43,46	3,82 W	65
30	Santiago Compostela	42,90	8,43 W	364
31	Sondinca	43,30	2,93 W	34
32	Soria	41,77	2,48 W	1082
33	Toledo	39,86	4,02 W	540
34	Tortosa	40,82	0,49 E	50
35	Valencia	39,48	0,38 W	11
36	Valladollid	41,72	4,87 W	845
37	Vigo	42,22	8,63 W	255
38	Zamora	41,50	5,76 W	667
39	Zaragoza	41,66	1,01 W	247

APÊNDICE B

PARÂMETROS ESTATÍSTICOS DAS SÉRIES DE VALORES OBSERVADOS

PRECIPITAÇÃO

TEMPERATURA

EVAPORAÇÃO

TABELA B1 -	PARÂMETROS ESTATÍSTICOS DAS ESTAÇÕES DA REDE DE OBSERVAÇÃO DA PRECIPITAÇÃO NA PENÍNSULA IBÉRICA
TABELA B.2 -	PARÂMETROS ESTATÍSTICOS DAS ESTAÇÕES DA REDE DE OBSERVAÇÃO DA TEMPERATURA NA PENÍNSULA IBÉRICA
TABELA B.3 -	PARÂMETROS ESTATÍSTICOS DAS ESTAÇÕES DA REDE DE OBSERVAÇÃO DA EVAPORAÇÃO NA PENÍNSULA IBÉRICA

Tabela B.1 – *Parâmetros estatísticos das séries de precipitação*

Estação		Séries Anuais				Séries de inverno			
		MED	DP	γ_1	γ_2	MED	DP	γ_1	γ_2
1	Albacete	354,4	89,6	0,268	-0,646	75,2	34,5	0,413	0,125
2	Alicante	337,5	121,5	0,860	0,482	78,5	46,8	1,124	0,961
3	Almeria	205,5	85,9	1,466	3,863	71,0	35,4	0,670	-0,054
4	Ávila	373,6	99,7	0,955	1,135	86,0	48,4	1,151	1,551
5	Badajoz	485,0	132,7	0,553	-0,353	174,8	97,2	0,793	0,384
6	Barcelona	605,3	179,1	0,680	-0,136	115,2	59,5	0,238	-1,024
7	Beja	584,7	144,4	0,886	0,875	238,2	117,2	0,523	-0,149
8	Bilbao	1201,5	163,4	-0,242	-0,053	359,4	130,0	0,564	1,620
9	Bragança	752,1	184,9	0,109	-1,058	286,4	159,1	1,058	0,889
10	Burgos	571,5	138,1	0,309	1,451	149,6	69,9	0,706	-0,060
11	Cabo Carvoeiro	590,1	131,3	0,231	-0,330	237,4	105,7	0,436	-0,252
12	Cáceres	512,3	146,0	0,708	0,439	185,2	106,4	0,634	-0,430
13	Cadiz	563,7	188,2	0,968	0,356	240,3	127,4	0,705	-0,124
14	Castellon	443,6	168,4	1,154	2,110	96,1	63,3	0,981	0,750
15	Castelo Branco	793,6	222,4	0,370	-0,182	313,2	167,7	0,509	-0,485
16	Ciudad Real	424,8	127,5	0,960	1,348	141,6	81,9	0,738	0,017
17	Coimbra	987,8	231,5	0,711	0,794	378,6	182,6	0,705	-0,063
18	Córdoba	588,1	235,5	1,211	1,247	227,9	145,4	1,007	0,583
19	Cuenca	537,7	150,1	0,249	-0,572	148,0	83,7	0,333	-1,052
20	Évora	623,9	160,6	0,457	-0,554	247,8	133,2	0,513	-0,740
21	Gijon	957,5	128,1	0,373	0,185	288,5	98,6	0,006	-0,010
22	Granada	378,2	105,2	0,774	0,424	135,0	75,7	0,835	0,313
23	Guadalajara	429,2	119,3	1,056	2,714	121,7	64,7	0,515	-0,667

MED, precipitação média anual/sazonal em mm; DP, desvio padrão em mm; γ_1 , coeficiente de assimetria; γ_2 , coeficiente de achatamento.

Tabela B.1 (cont.) – *Parâmetros estatísticos das séries de precipitação*

Estação		Séries Anuais				Séries de inverno			
		MED	DP	γ_1	γ_2	MED	DP	γ_1	γ_2
24	Huelva	515,7	169,5	0,521	0,507	217,5	125,3	1,117	2,238
25	Huesca	551,4	137,6	0,906	1,337	121,1	64,2	0,896	0,951
26	Jaen	538,9	183,2	1,270	1,814	203,2	118,8	0,793	0,258
27	La Coruña	1011,1	169,2	0,296	-0,615	348,5	140,6	0,930	1,494
28	Léon	558,0	126,8	0,276	-0,689	179,6	100,4	1,181	1,572
29	Lérída	363,8	93,2	0,401	-0,714	67,6	41,8	0,952	1,501
30	Lisboa	744,4	191,8	0,584	0,318	314,8	161,2	0,738	0,176
31	Logroño	403,0	85,8	0,433	-0,351	94,5	44,0	0,731	0,403
32	Madrid	447,3	113,8	0,480	-0,002	132,4	69,6	0,306	-0,970
33	Málaga	541,4	223,8	1,441	1,719	233,8	164,2	1,098	0,497
34	Múrcia	292,8	106,0	0,474	0,005	73,5	45,6	1,171	1,732
35	Navarra	799,7	156,0	0,221	-0,389	229,2	98,5	0,471	0,636
36	Orense	817,6	178,5	0,228	-0,331	294,7	151,8	1,020	1,511
37	Penhas Douradas	1680,7	416,8	0,477	-0,813	669,2	325,7	0,731	0,085
38	Pontevedra	1653,9	352,8	0,000	-0,212	607,7	274,9	0,810	0,687
39	Porto	1241,8	290,2	0,244	-0,236	482,5	236,0	0,876	0,542
40	Salamanca	389,1	93,0	0,642	-0,265	105,7	52,3	0,334	-0,570
41	San Sebastian	1549,6	222,3	-0,035	0,543	424,1	142,7	0,265	-0,235
42	Santander	1210,0	208,0	0,265	-0,399	347,5	124,5	0,354	1,026
43	Sevilha	471,6	103,6	1,006	0,994	123,1	55,3	0,805	0,796
44	Segovia	575,9	185,8	0,660	-0,138	226,0	131,8	0,520	-0,540
45	Soria	532,0	103,2	0,720	0,513	136,0	72,9	0,859	0,795
46	Tarragona	531,3	129,2	1,021	1,000	103,6	66,5	1,029	1,005

MED, precipitação média anual/sazonal em mm; DP, desvio padrão em mm; γ_1 , coeficiente de assimetria; γ_2 , coeficiente de achatamento.

Tabela B.1 (cont.) – *Parâmetros estatísticos das séries de precipitação*

Estação		Séries Anuais				Séries de inverno			
		MED	DP	γ_1	γ_2	MED	DP	γ_1	γ_2
47	Teruel	385,0	85,9	0,252	-0,673	53,9	27,7	0,452	-0,554
48	Toledo	361,7	87,0	0,024	-0,245	104,5	57,7	0,594	-0,547
49	Valencia	450,7	164,2	1,088	1,582	112,0	66,3	0,569	-0,158
50	Valladolid	470,3	118,0	0,734	-0,136	132,2	70,8	0,669	0,233
51	Vila Real	1076,7	300,5	0,447	0,070	442,8	246,4	1,104	1,098
52	Viseu	1231,2	325,6	0,214	-0,662	481,9	250,5	0,783	0,519
53	Vitoria	832,1	147,4	0,220	-0,467	246,7	92,9	0,168	-0,106
54	Zamora	395,4	117,6	0,607	-0,265	114,9	64,7	0,628	-0,578
55	Zaragoza	326,2	89,7	0,882	1,599	67,8	39,6	0,783	-0,122

MED, precipitação média anual/sazonal em mm; DP, desvio padrão em mm; γ_1 , coeficiente de assimetria; γ_2 , coeficiente de achatamento.

Tabela B.2 – *Parâmetros estatísticos das séries da temperatura*

Estação		Séries Anuais				Séries de verão			
		MED	DP	C ASS	γ_2	MED	DP	γ_1	γ_2
1	Albacete	13,5	0,6	-0,284	-0,126	22,6	0,9	-0,167	1,389
2	Alicante	17,9	0,5	-0,054	-0,991	24,3	0,8	-0,682	-0,037
3	Badajoz	16,5	0,6	0,620	0,854	24,3	1,0	-0,558	0,984
4	Beja	10,0	0,6	0,610	0,210	17,4	0,9	-0,382	1,364
5	Bragança	12,3	0,6	0,404	-0,063	21,0	1,0	0,173	1,992
6	Burgos/Villafria	12,4	0,6	0,226	-0,392	20,7	0,9	-0,164	2,030
7	Cabo Carvoeiro	13,8	0,4	-0,010	-0,582	18,5	0,6	-0,065	0,500
8	Castelo Branco	13,5	0,6	0,235	-0,721	21,9	1,0	-0,024	0,478
9	Coimbra	13,5	0,6	0,192	-0,398	21,1	0,9	-0,148	0,873
10	Cuenca	14,4	0,7	0,420	-0,308	23,1	1,1	0,051	1,331
11	Daroca	10,1	0,6	-0,024	-0,498	18,1	0,8	-0,239	2,261
12	Évora	13,1	0,5	0,930	2,176	16,9	0,7	0,570	1,817
13	Gijón	17,2	0,7	-0,192	-0,351	24,6	1,1	-0,799	0,588
14	Huesca	17,7	0,5	-0,059	-0,647	25,1	0,7	-0,097	0,596
15	Lisboa	17,0	0,5	0,161	-0,413	23,2	0,7	-0,168	0,920
16	Logroño	12,6	0,5	0,586	0,478	20,2	0,9	-0,634	0,968
17	Madrid	13,1	0,6	0,906	0,443	17,9	0,7	-0,332	0,271
18	Molina de Aragón	14,3	0,6	0,614	-0,426	18,7	0,8	0,282	-0,142
19	Monteventoso	12,4	0,7	0,781	0,646	17,4	0,9	-0,039	0,298
20	Móron de la Fra	18,4	0,6	0,214	-0,317	25,8	0,9	-0,460	0,507

MED, temperatura média anual/sazonal em °C; DP, desvio padrão em °C; γ_1 , coeficiente de assimetria; γ_2 , coeficiente de achatamento

Tabela B.2 (cont.) – *Parâmetros estatísticos das séries da temperatura*

Estação		Séries Anuais				Séries de verão			
		MED	DP	C ASS	γ_2	MED	DP	γ_1	γ_2
21	Murcia/Alcanteria	14,1	0,6	0,493	-0,571	19,1	0,8	-0,255	-0,334
22	Murcia/San Javier	10,5	0,6	0,300	-0,304	18,6	0,9	-0,867	3,204
23	Penhas Douradas	14,4	0,7	0,420	-0,308	23,1	1,1	0,051	1,331
24	Ponferrada	17,2	0,5	0,323	0,196	24,3	0,8	-0,033	0,848
25	Porto	17,6	0,6	0,615	-0,017	23,9	0,7	0,211	0,200
26	San Sebastian	11,1	0,6	0,194	-0,050	18,9	1,0	-0,810	2,199
27	Santander	13,5	0,6	0,921	0,961	18,5	1,0	-0,234	-0,043
28	Santiago de Compostela	12,7	0,7	0,608	-0,274	20,7	1,1	-0,206	0,994
29	Sevilla	14,8	0,7	0,132	-0,271	23,2	0,9	-0,115	1,123
30	Sondica	12,2	0,6	0,631	0,482	19,9	1,1	-0,458	0,783
31	Soria	16,3	0,6	0,139	-0,262	23,0	0,9	-0,199	0,062
32	Toledo	15,7	0,5	-0,449	1,497	23,3	1,1	-0,462	0,100
33	Tortosa	15,8	0,5	0,469	0,742	21,2	0,9	-0,071	0,372
34	Valencia	15,2	0,5	1,219	2,563	18,0	0,6	-0,217	1,232
35	Valladolid	15,8	0,5	0,074	0,849	22,1	0,9	-0,357	0,554
36	Vigo	16,9	0,5	0,610	1,671	21,9	0,8	-0,252	0,246
37	Vila Real	9,1	0,6	-0,075	0,034	16,1	1,2	-0,833	2,438
38	Viseu	14,6	0,5	1,090	1,765	19,3	0,8	-0,282	0,055
39	Zamora	13,4	0,5	0,200	0,096	20,4	1,0	-0,419	0,398
40	Zaragoza	13,4	0,6	0,663	0,176	20,0	1,1	-0,332	0,462

MED, temperatura média anual/sazonal em °C; DP, desvio padrão em °C; γ_1 , coeficiente de assimetria; γ_2 , coeficiente de achatamento

Tabela B.3 – *Parâmetros estatísticos das séries de evaporação*

Estação	Séries Anuais				Séries de verão			
	MED	DP	C ASS	C ACH	MED	DP	C ASS	C ACH
1 Albacete	856,9	310,2	1,261	1,118	258,7	95,7	1,210	1,314
2 Alicante	1077,5	259,3	0,795	0,125	275,8	66,2	0,872	0,456
3 Almeria	1188,1	212,3	1,127	1,061	301,0	45,3	0,591	0,347
4 Ávila	899,8	113,3	-1,152	2,349	219,8	36,2	-0,453	1,651
5 Badajoz	661,5	151,1	0,194	-1,552	186,5	42,3	0,252	-1,206
6 Bragança	1345,4	239,5	0,579	-0,107	601,3	123,2	0,111	0,557
7 Burgos/Villafria	802,5	134,1	-0,245	-0,718	283,0	62,1	0,366	-0,210
8 Caceres	861,8	168,9	-0,691	-0,086	308,3	73,0	0,016	0,234
9 Calamocha-Vor	1260,9	305,1	1,190	0,949	534,1	172,0	1,373	1,865
10 Ciudad Real	1173,9	141,8	0,460	0,467	537,2	80,1	-0,197	1,271
11 Cuenca	1023,0	205,2	0,753	-0,091	459,0	80,5	0,373	-0,375
12 Évora	1907,9	186,4	0,122	-1,053	816,7	110,9	-0,203	-0,602
13 Fuenterrabia	1245,4	213,3	1,203	1,084	607,4	113,0	0,982	1,228
14 Gijón	1194,5	125,5	0,059	-0,537	578,2	81,8	0,541	0,506
15 Granada	1530,3	228,6	-0,044	-1,012	702,9	106,6	-0,235	-0,588
16 Guadalajara	980,3	253,1	0,653	-0,511	461,2	115,7	0,382	-0,857
17 Huelva	2084,5	575,4	0,152	-1,498	922,1	292,5	0,069	-1,345
18 Huesca	1737,1	420,1	0,240	-1,534	792,5	186,7	0,196	-1,506
19 Lerida	1048,3	139,5	1,218	2,214	497,1	69,4	1,162	1,475
20 Lisboa-Geofísico	1265,9	353,7	0,324	-1,340	480,9	142,0	0,117	-1,454

MED, evaporação média anual/sazonal em mm ano^{-1} ; DP, desvio padrão em mm ano^{-1} ; C ASS, coeficiente de assimetria; C ACH, coeficiente de achatamento.

Tabela B.3 (cont.) – *Parâmetros estatísticos das séries de evaporação*

Estação		Séries Anuais				Séries de verão			
		MED	DP	C ASS	C ACH	MED	DP	C ASS	C ACH
21	Logroño	1251,2	327,8	0,731	-0,675	568,3	146,2	0,666	-0,782
22	Malaga	1465,1	380,9	0,811	-0,406	580,8	157,1	0,764	-0,567
23	Móron de la Fra	1623,1	200,3	0,371	0,157	751,2	104,5	0,698	0,680
24	Murcia/San Javier	2132,5	387,4	0,697	0,057	913,4	163,4	0,446	-0,365
25	Penhas Douradas	1260,1	202,4	0,056	-0,201	585,5	117,6	0,053	0,415
26	Ponferrada	932,9	340,8	0,521	-1,170	339,6	150,4	0,873	-0,117
27	Prat de Llobregat	1545,6	235,0	0,310	1,210	517,0	84,9	-0,486	0,868
28	San Fernando	644,1	179,7	0,576	-0,621	201,0	58,5	0,585	-0,809
29	Santander	1374,2	249,8	0,337	-0,298	411,5	85,7	1,077	1,614
30	Santiago Compostela	1292,9	133,0	0,085	-0,337	379,4	41,9	1,564	5,779
31	Sondinca	1392,6	278,5	0,925	0,146	657,7	136,9	0,877	0,421
32	Soria	1573,2	309,7	0,160	-0,912	767,4	140,1	0,255	-1,184
33	Toledo	1065,8	226,6	0,436	-1,068	305,2	61,2	0,829	-0,444
34	Tortosa	1594,6	213,2	0,092	-0,305	627,8	108,3	-0,287	-0,626
35	Valencia	893,4	300,6	0,233	-1,298	475,3	139,9	0,084	-1,679
36	Valladollid	2173,6	422,4	-0,005	-0,811	879,8	171,4	0,167	0,103
37	Vigo	1763,4	439,2	-0,058	-1,567	727,6	185,6	-0,146	-1,701
38	Zamora	1781,3	199,6	0,201	-0,409	766,7	114,6	0,445	0,375
39	Zaragoza	1636,2	146,8	-0,438	-0,524	549,5	62,4	-0,124	-0,942

MED, evaporação média anual/sazonal em mm ano⁻¹; DP, desvio padrão em mm ano⁻¹; C ASS, coeficiente de assimetria; C ACH, coeficiente de achatamento.

APÊNDICE C

ENSAIOS DE HOMOGENEIDADE DAS SÉRIES DE VALORES OBSERVADOS

PRECIPITAÇÃO

TEMPERATURA

EVAPORAÇÃO

TABELA C1 -	VALORES DOS PARÂMETROS ESTATÍSTICOS RESULTANTES DO ENSAIO DE WALD-WOLFOWITZ E DE MANN PARA AS SÉRIES DE PRECIPITAÇÃO NA PENÍNSULA IBÉRICA
TABELA C.2 -	VALORES DOS PARÂMETROS ESTATÍSTICOS RESULTANTES DO ENSAIO DE WALD-WOLFOWITZ E DE MANN PARA AS SÉRIES DE TEMPEARTURA NA PENÍNSULA IBÉRICA
TABELA C.3 -	VALORES DOS PARÂMETROS ESTATÍSTICOS RESULTANTES DO ENSAIO DE WALD-WOLFOWITZ E DE MANN PARA AS SÉRIES DE EVAPORAÇÃO NA PENÍNSULA IBÉRICA IBÉRICA

Tabela C.1 – Tabela dos valores dos parâmetros estatísticos resultantes do ensaio de Wald-Wolfowitz $u(r)$ e do ensaio de Mann $u(t)$ para as séries da precipitação

	Estação	Séries anuais				Séries de inverno	
		$u(r)$	$u(t)$			$u(r)$	$u(t)$
1	Albacete	0,497	-0,864			1,311	-0,410
2	Alicante	-0,664	-2,374	↓		-0,772	-0,082
3	Almeria	1,274	-2,287	↓		2,413	* -0,918
4	Ávila	1,877	* 2,417	↑	**	-0,498	1,873
5	Badajoz	1,198	-0,907			0,152	-0,903
6	Barcelona	-0,616	0,559			0,255	1,097
7	Beja	1,174	-0,457			-0,507	-0,440
8	Bilbao	1,843	* -2,853	↓	**	0,995	-2,126 ↓
9	Bragança	0,831	1,735			-0,107	0,351
10	Burgos	0,369	-0,298			-0,431	-0,321
11	Cabo Carvoeiro	-0,539	0,327			-0,603	-0,604
12	Cáceres	0,359	1,793			-0,452	0,380
13	Cadiz	0,597	-0,849			1,374	-0,679
14	Castellon	0,694	0,370			1,208	1,529
15	Castelo Branco	1,183	-0,574			0,429	-0,649
16	Ciudad Real	1,850	* -1,488			1,419	-1,559
17	Coimbra	0,470	0,399			-0,403	-0,545
18	Córdoba	1,754	* -0,312			1,493	-0,649
19	Cuenca	0,518	-1,619			0,540	-0,977
20	Évora	1,308	-0,341			0,166	-0,485
21	Gijon	0,285	-0,632			1,433	-1,529
22	Granada	1,441	-1,096			0,778	-1,007
23	Guadalajara	1,462	-0,051			0,782	-0,604

* correlação serial estatisticamente significativa; ↑↓ tendência estatisticamente significativa, crescente e decrescente, respectivamente; ** rejeita-se a hipótese nula.

Tabela C.1 (cont.) – Tabela dos valores dos parâmetros estatísticos resultantes do ensaio de Wald-Wolfowitz $u(r)$ e do ensaio de Mann $u(t)$ para as séries da precipitação

	Estação	Séries anuais		Séries de inverno	
		$u(r)$	$u(t)$	$u(r)$	$u(t)$
24	Huelva	0,634	-0,065	0,872	-0,798
25	Huesca	1,880	* -1,387	1,614	-1,276
26	Jaen	1,181	-1,938	0,117	-1,186
27	La Coruña	1,011	1,212	-0,541	-0,321
28	Léon	0,314	-0,080	0,047	-0,962
29	Lérida	-1,447	-0,356	0,511	-0,679
30	Lisboa	0,834	-0,080	-0,524	-0,947
31	Logroño	0,643	0,443	0,697	-0,485
32	Madrid	-0,216	-0,777	0,754	-0,903
33	Málaga	1,871	* -1,154	1,266	-1,007
34	Múrcia	0,194	-0,486	-0,331	0,470
35	Navarra	1,440	-2,113 ↓	1,661 *	-1,977 ↓ **
36	Orense	1,528	1,648	-0,438	-0,306
37	Penhas Douradas	0,765	-0,878	-0,058	-1,007
38	Pontevedra	1,634	1,648	-0,322	0,007
39	Porto	1,153	1,328	-0,988	0,246
40	Salamanca	0,965	0,399	0,033	-0,813
41	San Sebastian	-0,066	-0,603	2,839 *	-1,440
42	Santander	2,647 *	-2,476 ↓ **	2,644 *	-2,350 ↑ **
43	Sevilha	1,266	-0,719	1,446	-0,813
44	Segovia	1,041	0,298	-0,772	-0,545
45	Soria	0,893	-1,503	0,055	-1,216
46	Tarragona	-1,272	0,022	-0,234	-0,828

* correlação serial estatisticamente significativa; ↑↓ tendência estatisticamente significativa, crescente e decrescente, respectivamente; ** rejeita-se a hipótese nula.

Tabela C.1 (cont.) – Tabela dos valores dos parâmetros estatísticos resultantes do ensaio de Wald-Wolfowitz $u(r)$ e do ensaio de Mann $u(t)$ para as séries da precipitação

Estação		Séries anuais		Séries de inverno	
		$u(r)$	$u(t)$	$u(r)$	$u(t)$
47	Teruel	0,557	-0,835	1,027	-1,231
48	Toledo	1,282	-0,995	0,425	-1,022
49	Valencia	-0,184	-0,123	0,854	1,306
50	Valladolid	1,555	-0,414	0,361	-0,231
51	Vila Real	0,548	0,428	0,357	-0,395
52	Viseu	1,135	0,486	-0,463	0,157
53	Vitoria	3,584	* -1,895	1,091	-1,977 ↓
54	Zamora	1,677	* -0,269	0,850	-0,843
55	Zaragoza	-0,880	-0,704	-0,354	-0,947

* correlação serial estatisticamente significativa; ↑↓ tendência estatisticamente significativa, crescente e decrescente, respectivamente; ** rejeita-se a hipótese nula.

Tabela C.2 – Tabela dos valores dos parâmetros estatísticos resultantes do ensaio de Wald-Wolfowitz $u(r)$ e do ensaio de Mann $u(t)$ para as séries da temperatura

	Estação	Séries anuais				Séries de verão			
		$u(r)$		$u(t)$		$u(r)$		$u(t)$	
1	Albacete	2,964	*	1,515		1,603		1,841	
2	Alicante	3,547	*	-0,699		3,435	*	-2,167	↓ **
3	Badajoz	3,058	*	2,796	↑ **	1,057		1,934	
4	Beja	2,981	*	3,309	↑ **	1,136		2,120	↑
5	Bragança	1,683	*	3,053	↑ **	0,694		2,167	↑
6	Burgos/Villafria	2,370	*	2,214	↑ **	1,024		2,237	↑
7	Cabo Carvoeiro	2,521	*	0,932		0,676		1,608	
8	Castelo Branco	-1,207		0,536		0,221		-0,583	
9	Coimbra	0,455		1,188		-0,944		1,678	
10	Cuenca	1,782	*	3,379	↑ **	1,883	*	3,006	↑ **
11	Daroca	2,261	*	2,284	↑ **	1,272		1,748	
12	Évora	1,582		2,074	↑	0,167		1,118	
13	Gijón	2,125	*	-2,447	↓	1,384		-0,652	
14	Huesca	2,442	*	2,726	↑ **	1,659	*	2,610	↑ **
15	Lisboa	2,263	*	2,633	↑ **	0,830		1,608	
16	Logroño	2,506	*	1,981	↑ **	1,124		1,887	
17	Madrid	2,353	*	3,402	↑ **	2,666	*	2,889	↑ **
18	Molina de Aragón	2,622	*	1,468		2,607	*	1,165	
19	Monteventoso	1,475		2,284	↑	-0,545		1,561	
20	Móron de la Fra	3,067	*	0,885		1,924	*	0,676	

* correlação serial estatisticamente significativa; ↑↓ tendência estatisticamente significativa, crescente e decrescente, respectivamente; ** rejeita-se a hipótese nula.

Tabela C.2 (cont.) – Tabela dos valores dos parâmetros estatísticos resultantes do ensaio de Wald-Wolfowitz $u(r)$ e do ensaio de Mann $u(t)$ para as séries da temperatura

	Estação	Séries anuais					Séries de verão				
		u(r)		u(t)			u(r)		u(t)		
21	Murcia/Alcanteria	2,498	*	2,447	↑	**	1,696	*	2,517	↑	**
22	Murcia/San Javier	4,048	*	2,959	↑	**	2,364	*	3,076	↑	**
23	Penhas Douradas	1,199		2,587	↑		0,198		1,095		
24	Ponferrada	3,164	*	0,769			0,266		0,513		
25	Porto	2,756	*	1,771			-0,635		1,305		
26	San Sebastian	2,746	*	1,421			2,145	*	1,235		
27	Santander	3,618	*	3,915	↑	**	2,688	*	3,752	↑	**
28	S. de Compostela	1,723	*	3,612	↑	**	-0,122		2,796	↑	
29	Sevilla	4,593	*	3,752	↑	**	2,546	*	2,517	↑	**
30	Sondica	4,078	*	3,262	↑	**	2,895	*	3,309	↑	**
31	Soria	1,624		2,214	↑		1,708	*	1,585		
32	Toledo	2,353	*	3,402	↑	**	2,666	*	2,889	↑	**
33	Tortosa	2,659	*	2,074	↑	**	1,190		2,796	↑	
34	Valencia	2,859	*	4,334	↑	**	2,198	*	4,148	↑	**
35	Valladolid	1,927	*	1,654			1,437		1,445		
36	Vigo	2,573	*	3,705	↑	**	0,092		2,820	↑	
37	Vila Real	1,258		0,350			0,543		-0,140		
38	Viseu	2,691	*	4,078	↑	**	1,028		2,447	↑	
39	Zamora	3,804	*	2,540	↑	**	2,343	*	2,307	↑	**
40	Zaragoza	4,226	*	3,239	↑	**	1,838	*	2,656	↑	**

* correlação serial estatisticamente significativa; ↑↓ tendência estatisticamente significativa, crescente e decrescente, respectivamente; ** rejeita-se a hipótese nula.

Tabela C.3 – Tabela dos valores dos parâmetros estatísticos resultantes do ensaio de Wald-Wolfowitz $u(r)$ e do ensaio de Mann $u(t)$ para as séries da evaporação

	Estação	Séries anuais					Séries de verão				
		u(r)		u(t)			u(r)		u(t)		
1	Albacete	4,320	*	-4,563	↓	**	4,663	*	-4,714	↓	**
2	Alicante	4,287	*	-2,027	↓	**	2,001	*	-1,550		
3	Almeria	5,510	*	-5,473	↓	**	5,159	*	-5,408	↓	**
4	Ávila	2,295	*	-1,181			3,985	*	-0,336		
5	Badajoz	5,918	*	-3,566	↓		5,421	*	-3,782	↓	**
6	Bragança	3,869	*	-5,430	↓	**	3,988	*	-4,758	↓	**
7	Burgos/Villafria	4,851	*	-0,553			3,774	*	-1,160		
8	Caceres	5,317	*	-5,950	↓	**	5,479	*	-6,058	↓	**
9	Calamocha-Vor	4,472	*	-5,993	↓	**	4,134	*	-4,866	↓	**
10	Ciudad Real	4,017	*	1,333			4,630	*	1,723		
11	Cuenca	4,049	*	-5,451	↓	**	4,068	*	-4,324	↓	**
12	Évora	2,621	*	-3,024	↓	**	3,336	*	-2,677	↓	**
13	Fuenterrabia	5,196	*	-4,432	↓	**	4,305	*	-3,912	↓	**
14	Gijón	5,347	*	-4,931	↓	**	4,768	*	-5,343	↓	**
15	Granada	2,247	*	0,141			2,293	*	-0,249		
16	Guadalajara	4,719	*	-2,568	↓	**	4,084	*	-2,915	↓	**
17	Huelva	5,538	*	-2,568	↓	**	5,331	*	-2,482	↓	**
18	Huesca	0,907		-1,095			1,781	*	0,271		
19	Lerida	5,644	*	-2,612	↓	**	4,898	*	-3,522	↓	**
20	Lisboa-Geofísico	5,039	*	-5,148	↓	**	3,894	*	-4,931	↓	**
21	Logroño	3,465	*	-2,568	↓	**	2,771	*	-2,070	↓	**
22	Malaga	5,243	*	-0,076			3,056	*	0,466		
23	Móron de la Fra	4,257	*	-0,119			4,195	*	-0,314		

* correlação serial estatisticamente significativa; ↑↓ tendência estatisticamente significativa, crescente e decrescente, respectivamente; ** rejeita-se a hipótese nula.

Tabela C.3 (cont.) – Tabela dos valores dos parâmetros estatísticos resultantes do ensaio de Wald-Wolfowitz $u(r)$ e do ensaio de Mann $u(t)$ para as séries da evaporação

	Estação	Séries anuais						Séries de verão			
		u(r)		u(t)				u(r)		u(t)	
24	Murcia/San Javier	4,807	*	-5,495	↓	**		3,967	*	-4,844	↓
25	Penhas Douradas	2,579	*	-3,566	↓	**		3,777	*	-3,609	↓ **
26	Ponferrada	5,618	*	-4,563	↓	**		5,032	*	-3,262	↓ **
27	Prat de Llobregat	4,870	*	-5,646	↓	**		3,717	*	-5,061	↓ **
28	San Fernando	4,797	*	-5,365	↓	**		4,712	*	-4,974	↓ **
29	Santander	3,319	*	0,206		**		3,793	*	2,135	↑ **
30	S. Compostela	3,889	*	-2,200	↓	**		2,014	*	-1,571	
31	Sondinca	3,676	*	-1,918				2,967	*	-1,918	
32	Soria	2,057	*	1,506				1,271		0,639	
33	Toledo	4,447	*	-5,603	↓	**		4,144	*	-5,039	↓ **
34	Tortosa	2,318	*	1,420				1,013		2,980	↑
35	Valencia	5,693	*	-5,278	↓	**		3,872	*	-4,259	
36	Valladollid	1,727	*	0,748				2,063	*	0,878	
37	Vigo	4,205	*	-3,696	↓	**		3,733	*	-3,522	↓ **
38	Zamora	4,513	*	-2,677	↓	**		3,884	*	-2,482	↓ **
39	Zaragoza	4,567	*	-2,677	↓	**		4,501	*	-2,959	↓ **

* correlação serial estatisticamente significativa; ↑↓ tendência estatisticamente significativa, crescente e decrescente, respectivamente; ** rejeita-se a hipótese nula.